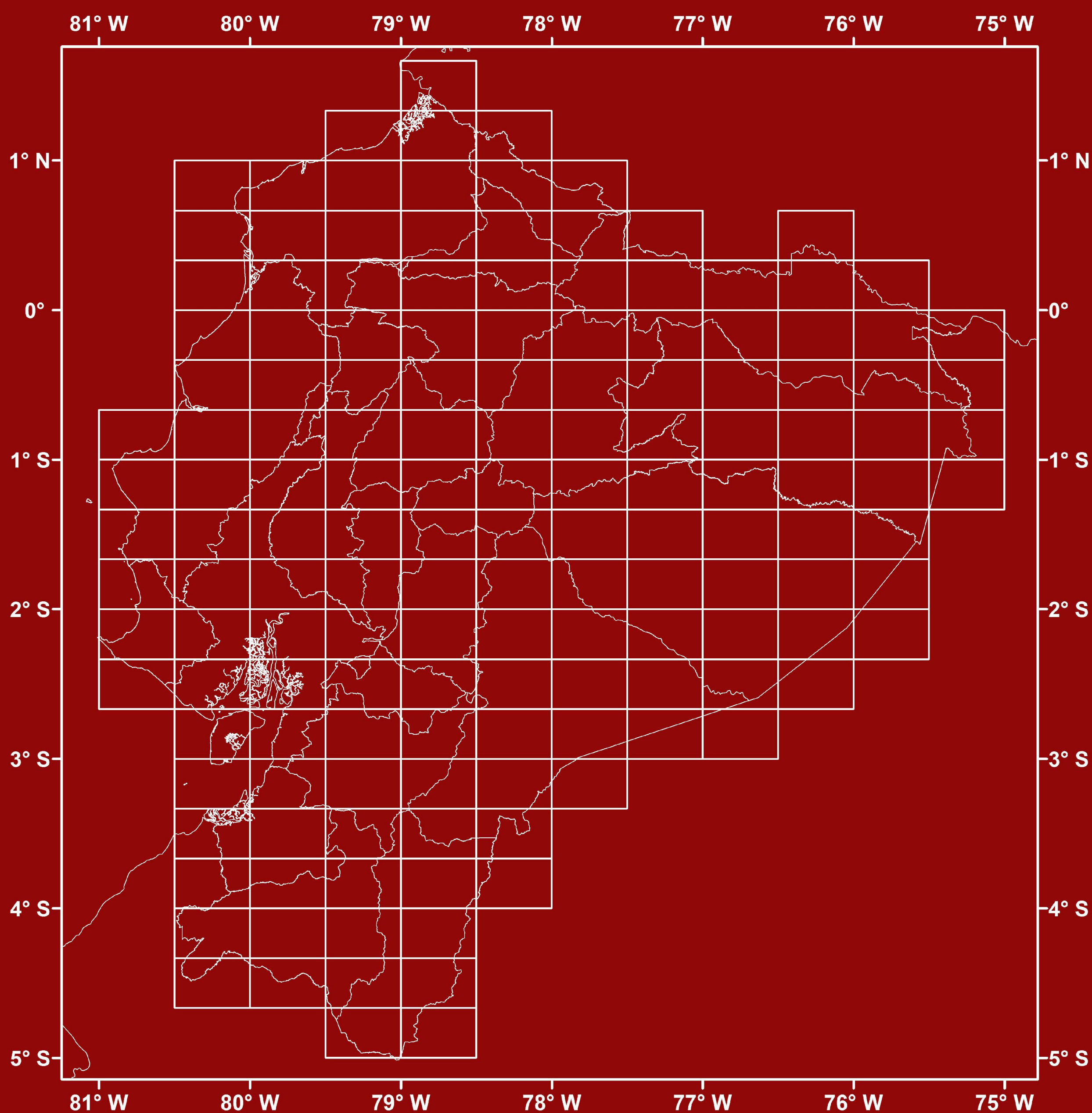
COMPILACIÓN

Breves descripciones de las Hojas geológicas 1:100000 del Ecuador continental

por Stalyn Paucar



α

PATRI MATRIQUE

COMPILACIÓN

Breves descripciones
de las Hojas geológicas 1:100000
del Ecuador continental

por

Stalyn Paucar

Quito, 13 de diciembre de 2025

Introducción

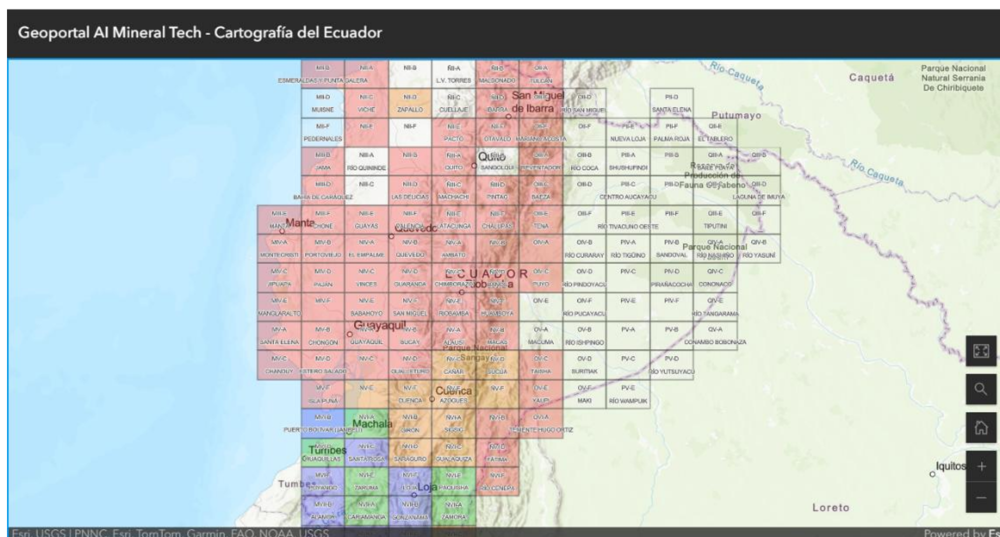
Este trabajo reúne una compilación de las breves descripciones que acompañan a las hojas geológicas a escala 1:100000 del Ecuador continental. Se ha compilado el texto de 93 mapas elaborados entre 1970 y 2025, lo que permite recorrer más de cinco décadas de cartografía geológica y documentación técnica producida en el Ecuador. En varios casos, las hojas cuentan hasta con cuatro ediciones, reflejando procesos de revisión y actualización del conocimiento; sin embargo, en otros sectores aún se dispone únicamente de cartografía generada durante las décadas de 1970 y 1980, la cual no ha sido actualizada o cuyas versiones más recientes no han sido publicadas.

La distribución espacial de las hojas muestra una clara concentración en las regiones Costa y Sierra, mientras que la región Oriental presenta una cobertura reducida. Esta compilación es relevante porque preserva y centraliza información técnica dispersa, facilita la consulta del contenido explicativo de cada hoja y permite identificar tanto los avances como las brechas existentes en la cartografía geológica nacional, constituyéndose en una referencia útil para investigadores, estudiantes y profesionales.

Los mapas fueron recopilados a partir de una búsqueda en diversas fuentes disponibles en internet y en repositorios oficiales, y posteriormente reorganizados en este formato con el objetivo de mejorar su accesibilidad, consulta y uso. Aquí se presenta un índice de las hojas geológicas compiladas, así como el acceso a un geoportal interactivo, desde el cual es posible buscar de manera más ágil estas cartas y acceder a otros recursos cartográficos y documentales complementarios.

Stalyn Paucar

Accede al Geoportal AI Mineral Tech – Cartografia del Ecuador

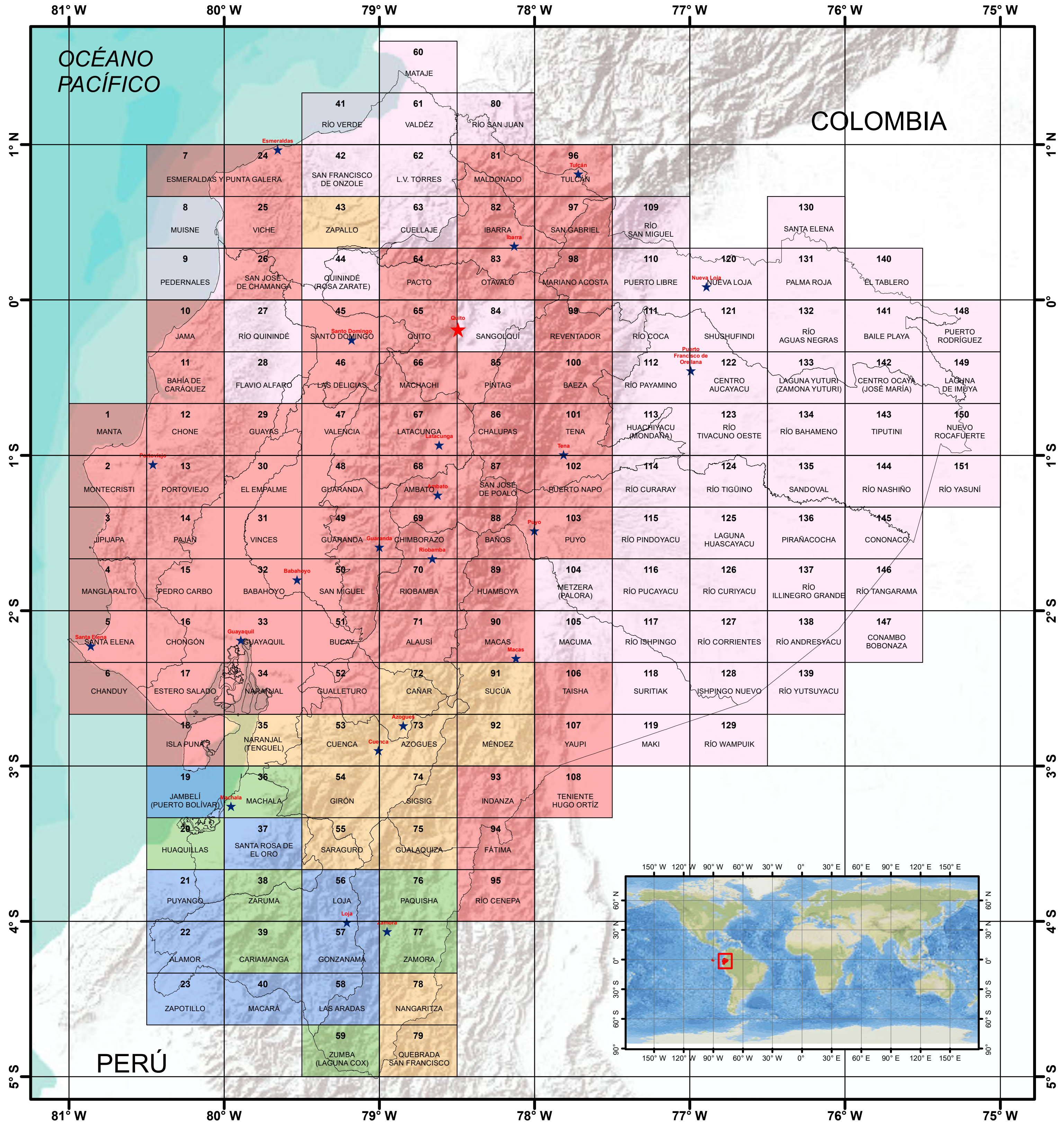


stalynpaucar271828.wixsite.com/auto-descripcion



Índice

Cartas geológicas del Ecuador a escala 1:100000



Leyenda

★ Capital del país

★ Capital de la provincia

Disponible

- No
- Una edición
- Dos ediciones
- Tres ediciones
- Cuatro ediciones

División para 1:100000

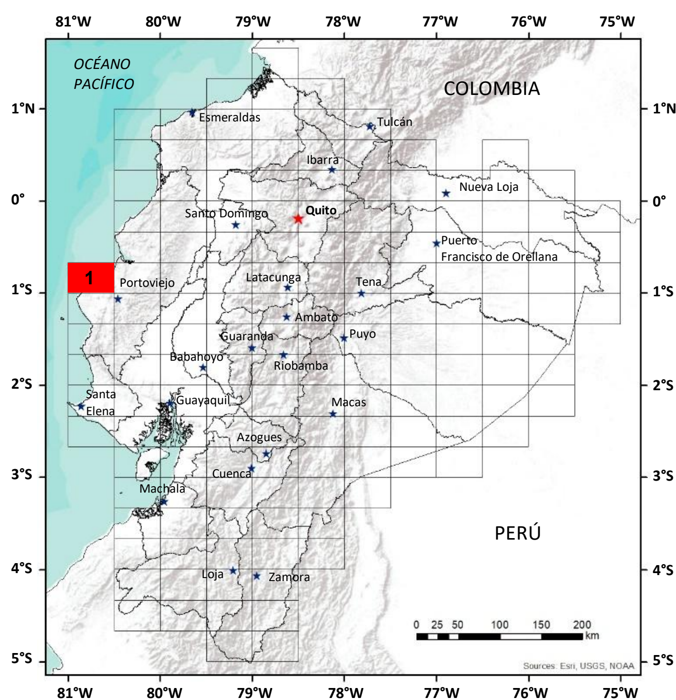
División provincial (2012)

N

SISTEMA GEODÉSICO MUNDIAL (WGS) 1984

0 30 60 120 180 240 km

Service Layer Credits: Sources: Esri, USGS, NOAA
National Geographic, Esri, Garmin, HERE, UNEP-WCMC, USGS, NASA, ESA, METI,



HOJA GEOLÓGICA-1
MANTA (1970)

INTRODUCCIÓN

La región representada en la Hoja de Manta pertenece a la zona llamada de los horst de Manta y, en un sentido más general, a la Cordillera de la Costa con un gran desarrollo de terrenos sedimentarios terciarios debido a un hundimiento axial de ésta.

Dos direcciones de fallas ortogonales se encuentran afectando la zona:

- Dirección andina SW-NE

- Dirección transversa NW-SE

El relieve general es suave y la morfología no es ligada a la tectónica sino a la diferencia litológica de las Formaciones que da un modelado característico de cada una.

El perfil de la costa con una sucesión de bahías y cabos parece ligado a fallas de dirección andina, pero esto no ha podido ser comprobado en los casos de Manta y Jaramijó en razón del recubrimiento del Tablazo.

Por ser las lluvias muy raras (garúas ausentes en la zona costanera) la vegetación tiene un carácter semidesértico pronunciado, acentuando por una deforestación irrazonada como es el caso de toda la región costera de Manabí (carboneros).

DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES

Aluviones modernos (Am) (Cuaternario): El material componente es muy variable según las zonas de aporte. En general se trata de limos amarillentos a cafés con niveles de brechas sueltas alternantes. Están bien desarrolladas en la desembocadura del río Portoviejo. En el río de Manta se notan diferentes (2 a 3) niveles de terrazas a algunos metros encima del cauce actual del río, indicando fases de sedimentación-erosión alternantes ligadas a variaciones de clima.

Tablazo (Ct) (Cuaternario): El nombre es tomado de las terrazas marinas del Perú NW. Numerosos autores han estudiado esta Formación, entre los cuales hay que anotar a Sheppard (1927, 1930, 1937) y Hoffstetter (1948, 1952); Senn (1940) ha sido el primero en aplicar la expresión Tablazo del Perú al Ecuador. Si hasta ahora en la zona de Manabí (Sheppard, 1930) se ha considerado tres niveles de Tablazo, la cartografía efectuada a escala 1:50000 para este mapa, permite precisar de manera segura que se trata de un nivel único que moldea las estructuras antiguas a alturas variables. Descansa sobre cualquier Formación anteriores y ha sido afectado por la tectónica de fallas cuaternarias. Litológicamente aparece como una sucesión de niveles duros y compactos, microconglomerados a brechas con cemento calcáreo hasta calizas detríticas conchíferas. El espesor máximo observado alcanza 10 a 20 m. Las mesetas formadas por el Tablazo están siempre recubiertas por limos grises de alteración (utilizados para confección de ladrillos). La edad es pleistocénica sin que se pueda precisar.

Formación Borbón (Mb) (Mioceno): Esta Formación aflora únicamente en el ángulo NE de la Hoja al Norte de San Jacinto, en el flanco Oeste del anticlinal de Tosagua. La Formación ha sido definida en la Cuenca de Esmeraldas (Río Santiago Inferior) por los geólogos de la I.E.P.C. El nombre ha sido aplicado a capas de la misma facies al Oeste de la Cordillera de la Costa en la provincia de Manabí (la Formación Daule de la misma edad, pero de facies más detrítica se desarrolla en la Cuenca interior, al Este de la Cordillera de la Costa). La relación con la Formación Charapotó subyacentes no ha podido ser observada en la zona cartografiada. La Formación está representada por 200 a 300 m de areniscas medias a finas de color gris amarillento con matriz arcillosa en bancos espesos, de varios metros, con intercalaciones de arcilla siltosa (facies molásica típica); los guijarros de arcillas removidas son frecuentes.

La macrofauna es abundante, pero es mal estudiada. La microfauna, en razón de la facies detrítica predominante es muy escasa: la fauna de Bolivina parece nueva en relación con la fauna de la Charapotó. La Formación Charapotó subyacente, por su parte superior, pertenece a la cima de la zona de *Globorotalia menardii* o sea parte superior del Mioceno Medio; por lo tanto, la Formación Borbón debe pertenecer al Mioceno Superior. La facies es sublitoral nerítica.

Formación Charapotó (Mc) (Mioceno): La Formación Charapotó aflora claramente en los acantilados marinos al Sur de Crucitas. Fue definida por los geólogos de la I.E.P.C (1947) y la microfauna fue estudiada por Stainforth (1948); Cushman y Stevenson (1948), Sigal I.F.P (1968): cortes de Crucitas (informes 1967-1968, I.F.P, archivo DGM). La transición con la Tosagua subyacente es progresiva y es difícil precisar con exactitud el límite entre las dos Formaciones: las lutitas blancas reemplazan a las arcillas rojas chocolate de la Tosagua y la Formación aparece como formada de lutitas tobáceas, en plaquetas centimétricas, blancas con capas delgadas de arenisca. Los restos de peces y plantas son frecuentes. El espesor presente en la zona no pasa de 300 m. El estudio micropaleontológico general hecho por el I.F.P (diferentes cortes) y los cortes de los acantilados de Crucitas permiten distinguir dos zonas por los pelágicos y los bentónicos: la base de la Formación se coloca en la parte media del Mioceno Medio (zona de *Globigerinoides ruber* o *Globorotalia mayeri*) o sea el Helveciense; la parte superior en la cima del Mioceno Medio o sea el Tortoniense (cima de la zona de *Globorotalia mayeri* o más probablemente zona de *Globorotalia menardii*). La facies es sublitoral.

Formación Tosagua (OMt) (Oligoceno-Mioceno): La Formación Tosagua yace entre la Formación San Mateo y la Formación Charapotó. Fue definida por los geólogos de I.E.P.C (1947) prefiriendo la zona de Tosagua como lugar tipo a la precedente de Jaramijó (con 'Fauna de Manta' estudiada por Galloway y Morrey, 1929), siendo el corte más completo. La Formación consiste en lutitas macizas a estratificadas, en bancos centimétricos a decimétricos, de color café-chocolate, siltosas en la zona de transición con la San Mateo, con intercalaciones y vetas delgadas de yeso. Los lentes dolomíticos son frecuentes en la facies típica de la parte superior. La fauna es nerítica con influencias lagunares (yeso) y el espesor aparente en la zona considerada es difícil de apreciar; aproximadamente 1000 m del estudio detallado realizado por el Instituto Francés del Petróleo resulta que la parte basal (facies de transición) aflora únicamente en los acantilados marinos al Oeste de Manta y con malas condiciones sobre la San Mateo de la Encañonada (ángulo SE de la Hoja); esta parte pertenece a las zonas de *Globorotalia opima opima*, *Globigerina ampliapertura* y *Globigerina ciperoensis*, es decir Oligoceno Basal a Medio. La facies típica (parte superior) aflora en la Punta de Jaramijó y al Sur de Crucitas con una microfauna muy abundante de bentónicos y planctónicos (Microfauna de Manta-Jaramijó) del Oligoceno superior (Aquitaniense, zona de *Globigerina ciperoensis*) y Mioceno Inferior (zona de *Catapsydrax stainforthi*, *Globigerinitella insueta* y *Praeorbulina glomerosa*). En la región de Manta, la sedimentación parece continua entre la San Mateo y la Tosagua (lo contrario se observa en las montañas de Jama, más al Norte).

Formación San Mateo (Esm) (Eoceno): El nombre deriva de los estudios de la Compañía I.E.P.C (1947) y de trabajos de Olsson (1942) en los acantilados cerca del pueblo de San Mateo, al Oeste de Manta. Litológicamente la Formación está constituida en la parte inferior por una sucesión de conglomerados y areniscas finas a gruesas, mal clasificadas con vetas de lignito; los conglomerados abundantes en el cabo San Mateo desaparecen hacia el Este en la zona del Cerro de Hojas (ángulo SE de la Hoja). El horst de Montecristi-Jaramijó parece haber jugado un papel de barrera a los aportes de conglomerados durante la sedimentación (desaparición de los conglomerados del pozo Manta 5 a los pozos Manta 3-4). Esto sugiere la presencia de una tierra emergida al Oeste; la facies corresponde a una zona de agua poco profunda o zona de estuario. La parte superior aparece bajo una facies de areniscas medias, poco cementadas, en bancos decimétricos alternando con arcillas siltosas con radiolarios, pasando a una facies similar al de la base de la Tosagua. El estudio micropaleontológico hecho por la Misión del Instituto Francés del Petróleo (corte de los acantilados de Manta-San Mateo) hace corresponder dos zonas faunísticas a las dos facies: parte inferior, la microfauna indica una afinidad con el Eoceno Medio por los planctónicos (además de formas removidas de la caliza San Eduardo, tales como Discocyclina y Nummulites) y correspondería a la zona de *Stichocassidulina thalmanni*. La parte superior corresponde al Eoceno Superior (zonas de *Globigerinopsis mexicana* y *Globorotalia cerro-azulensis*) con afinidad a la fauna de base de la Tosagua. Es muy difícil apreciar por la facies litológica, el límite entre San Mateo y Tosagua.

Formación San Eduardo (Es) (Eoceno): Los autores de esta Formación son los geólogos del a I.E.P.C (1947) con varios estudios de Landes (1944) Sheppard (1945) Cushman y Stainforth (1951). El lugar tipo de la caliza San Eduardo proviene de la cantera del mismo nombre cerca de Guayaquil. La facies es una caliza arrecifal u órgano-detrítica a microcristalina, compacta, fina, de color crema a gris, frecuentemente rica en elementos brechosos de sílex verdes (Cayo). La fauna recogida en la caliza del horst de la Travesía comprende: planctónicos no determinados como Globigerina y Globorotalia y grandes foraminíferos tales como Discocyclina anconensis, Discocyclina sheppardi, Nummulites, asociados a fragmentos de Bryozoa, Echinides, Melobesiae. La edad es Eoceno medio (parte inferior). Esta caliza es transgresiva sobre el Volcánico y el espesor es de 50 a 100 m.

Piñón y volcanismo tardío (Kv) (Cretácico): De acuerdo a los autores anteriores, las rocas básicas del substratum han sido agrupadas bajo la apelación de Piñón (Marks, I.E.P.C, 1956). Pero el estudio petrográfico, cartográfico y las dataciones absolutas obligan a diferencias dos familias de rocas por consideraciones cronológicas y estratigráficas. Únicamente un estudio muy detallado permitiría cartografiar los dos tipos:

1) Piñón sensu stricto: rocas básicas o sea diabasas y doleritas, formando el volcanismo principal sobre el cual transgrede la Formación Cayo en la Cordillera Chongón-Colonche (caliza Calentura de base, datada del Cenomaniense-Turoniense). La edad absoluta medida sobre una muestra tomada en Sequita (Instituto de Ciencias Geológicas de Londres para el Proyecto Minero de NN. UU.) se encuentra entre 100 y 110 millones de años, o sea Cenomaniense.

2) Volcanismo tardío: coladas y diques de basaltos (pillow-lavas), diabasas con cuarzo.

El afloramiento del horst de la Travesía no ha sido datado.

HISTORIA GEOLÓGICA

Después del Volcanismo principal (Jurásico-Cretáceo Medio) la sedimentación marina se establece durante el Cretáceo Superior con la Formación Cayo, no representada en esta Hoja. Una actividad volcánica tardía en coladas de basaltos se conoce durante la sedimentación de la Cayo.

Una fase de erosión se sitúa durante todo el Eoceno Inferior y una transgresión generalizada invade la región en el Eoceno medio con caliza arrecifal de San Eduardo. Una fase de erosión con posibles movimientos tectónicos (y emisiones volcánicas fisurales) tiene lugar a la base del Eoceno Superior y explica la fase transgresiva detrítica deltaica de la San Mateo durante el Eoceno Superior, sobre las Formaciones anteriores. El estudio sedimentológico prueba la existencia de una zona emergida al Oeste. La sedimentación prosigue y se vuelve más fina durante el Oligoceno hasta el Mioceno Inferior con las arcillas de la Tosagua. Este ciclo sedimentario se termina en el Mioceno medio con las arcillas y areniscas de la Charapotó.

Durante el Mioceno Superior se deposita la Formación Borbón sobre la Charapotó, con areniscas y arcillas siltosas. La zona de aportes se cambia de Oeste a Este (Cordillera Andina).

Durante el Plioceno y el Cuaternario las dos últimas transgresiones (Canoa, no representada en esta Hoja, y Tablazo) no invadieron nada más que la zona de bordura de la Costa rodeando los cerros costaneros.

TECTÓNICA

La tectónica está dominada por dos direcciones ortogonales de fallas principales, Dirección andina NNE-SSW y dirección WNW-ESE. Las fallas principales de dirección andina son las más importantes y dan el carácter estructural de la zona. La asociación del mapa geológico y del mapa gravimétrico permite considerar diferentes bloques de dirección andina, o sea del Oste al Este:

- Un bloque alto a lo largo de la costa, Cabo San Mateo – Punta Tarima – San Lorenzo, con el horst de la Travesía y del Aromo;

- Un bloque hundido de Tosagua al Oeste de Manta que se prolonga hacia el SW en la San Mateo de valor sinclinal;

- Un horst entre Manta y Jaramijó que no aparece en la superficie. El mapa gravimétrico permite interpretarlo como una prolongación del horst de Montecristi hacia el Norte. Los pozos Manta 1, 3, 4, 5 han perforado sus flancos;

- Una zona baja, donde aparecen las Formaciones Tosagua y Charapotó, de Jaramijó a Crucitas.

RECURSOS NATURALES

Nada hay que señalar en minerales metálicos.

Para el desarrollo de la industria del cemento se ha notado escasas posibilidades en el Tablazo y en la Caliza de San Eduardo (alto porcentaje en detrítico cuarzo).

La investigación de hidrocarburos no ha dado resultado en los pozos Manta 1, 3, 4, 5 sino unas impregnaciones sin interés e indicios de gas metano en Manta 1 y Manta 3 (porcentaje de 99.8% de CH_4).

El Volcánico puede ser proveedor de ripio y lastre para carreteras. El Tablazo en esta zona no tiene el espesor ni la cementación que permita sacar bloques utilizables.

Las arenas de playas son explotadas al Oeste de Manta para la construcción. Los limos grises de alteración superficial del Tablazo sirven para confección de ladrillos.

Salitrales, poco activos, existen cerca de la población de San Jacinto.

HIDROGEOLOGÍA

Las posibilidades en agua de la zona son prácticamente nulas. Las vertientes son inexistentes. Los pozos de pocos metros realizados en los aluviones del río Portoviejo (Sequita, San Jacinto) no alcanzan para las necesidades de esta zona norte y proporcionan agua de mala calidad.

Los pozos profundos realizados para la investigación de hidrocarburos han encontrado en la Formación San Mateo a la profundidad de 500 a 1000 m, agua salada (10 a 14 gr. de Cloruro de Sodio por litro).

El agua es suministrada a la zona por tubería (Manta, desde Portoviejo) o por tanqueros (Chacras, San Mateo, Jaramijó, San Jacinto).

REFERENCIAS

CUSHMAN J. A. & STEVENSON F. V. (1948) A Miocene foraminiferal fauna from Ecuador. Contr. Cushman lab. Foram. Research, Vol. 24, Part 3.

CUSHMAN J. A. & STAINFORTH R. M. (1951) Tertiary foraminifera of Coastal Ecuador, Part 1, Eocene Jour. of Paleo., Vol. 25, N° 2 p. 129-164.

DIRECCIÓN GENERAL DE HIDROCARBUROS (s.f.) Informes no publicados de las Compañías petroleras, International Ecuadorian Petroleum Co., Manabí Ec. Co., Californian Ec. Co., Archivo en la D.G.H., Quito.

GALLOWAY J. J. & MORREY M. (1929) A lower Tertiary Foraminiferal Fauna from Manta, Ecuador. Bull. Amer. Pal., Vol. 15, No. 55.

GRANJA B. J. C. (1971) Estudio geológico de la Hoja 1:50000 Montecristi, Archivo DGGM, Quito.

HOFFSTETTER R. (1956) Lexique Stratigrafique International, Vol. 5, Fasc. 5a, Ecuador-París.

I.F.P (1968) Informe geológico sobre las posibilidades petroleras de las provincias costeras de la República del Ecuador, Archivo DGGM, Quito.

PILSBURY H. A. & OLSSON A. A. (1941) Pliocene Fauna Western Ecuador, Proc. Acad. Nat. Sci. Philad. Vol. XCIII p. 1-79.

SANTILLÁN B. G. (1971) Estudio geológico de la Hoja 1:50000 Membrillal, Archivo DGGM, Quito.

SAUER W. (1957) El mapa geológico del Ecuador, Memoria explicativa, Quito.

SHEPPARD G. (1927) Geological observations on Isla de La Plata, Ecuador, Am. Jour. Sci., Vol. 13, N° 78.

SHEPPARD G. (1937) The geology of Southwestern Ecuador, Thomas Murphy and Co. London.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, Datos anteriores y nuevos, 2 Vol., Misión del Instituto Francés del Petróleo, Archivo DGGM, Quito.

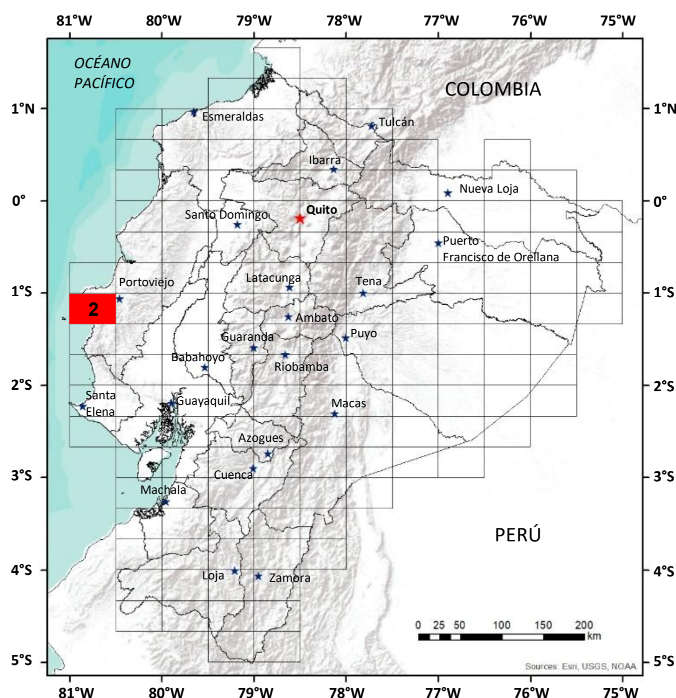
SNGM-BEICIP (1969) Mapa geológico de la República del Ecuador. Escala 1:1000000.

STAINFORTH R. M. (1948) Applied Micropaleontology in Coastal Ecuador, Jour. Pal., Vol. 22, No° 2.

THALMANN H. E. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador, Bull. AAPG, Vol. 30.

THALMANN H. E. (1947) Oberoligozene Foraminiferen. V. Eclogiae Helvetiae, Vol. 40, No° 2, Basel.

TORRES M. M. (1971) Estudio geológico de las Hojas 1:50000 Chacras, San Lorenzo, Río de Caña. Archivo DGGM, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-2
MONTECRISTI (2009)

INTRODUCCIÓN

La zona de la Hoja de Montecristi pertenece, por la parte oriental, a la Cuenca interior de Manabí; mientras que la parte occidental, la más importante, pertenece a la Cordillera de la Costa de dirección general andina.

La dirección de los relieves está ligada a la tectónica de fallas:

-Línea de relieves SSW-NNE de la Cuesta, Aguas Nuevas, La Pila; que bajan de 800 a 200m.

-Línea de relieves E-W del Cerro de Hojas, Cerro de Montecristi, zona del Aromo; culminando a una altura de 600m.

Estos relieves salen de una zona de planicie resultante de la erosión plio-cuaternaria afectada por una red hidrográfica poco activa pero bien marcada, que parece resultar de un clima más lluvioso durante un período protohistórico.

Los relieves están cubiertos de vegetación tropical; mientras que las partes bajas son semidesérticas.

DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES

Aluviones modernos (Am) (Cuaternario): La composición varía considerablemente según la zona de alimentación: arcillas removidas de Tosagua, con guijarros de Charapotó en la zona de Sancán, grava y brechas sueltas en las zonas donde afloran las formaciones Piñón y San Mateo, arenas arcillosas en la parte occidental donde aflora la formación Canoa.

Aluviones antiguos (Aa) (Cuaternario): Los aluviones antiguos corresponden a una zona de glacis que se extiende al pie de los relieves de San Mateo en la región de Cantagallo, Manantiales, Jurón, en la desembocadura del río del Barro y demás quebradas hacia el Norte. Forman una terraza de 10m encima de los cauces de los ríos, con pendiente suave desde los relieves al Este (altura 120 m) hasta el Oeste a la orilla del mar (altura 10m). La litología comprende una alternancia de limos arenosos amarillentos y de conglomerados formados de rodados sueltos de origen diverso, englobados en una matriz arcillosa. El espesor promedio es de 15m hasta un máximo de 20m. A pesar de que no hay argumentos determinantes, los aluviones antiguos han sido considerados como más recientes que la formación Tablazo (la erosión posterior a la formación Tablazo aparece como más importante que la posterior a los aluviones antiguos).

Tablazo (Ct) (Pleistoceno): El nombre es tomado de las terrazas marinas del Perú NW. Numerosos autores han estudiado esta formación entre los cuales hay que a Sheppard (1927, 1930, 1937) y Hoffstetter (1948 -1952); Senn (1940) ha sido el primero en aplicar la expresión Tablazo del Perú al Ecuador. Si hasta ahora en la zona de Manabí (Sheppard, 1930) se ha considerado tres tablazos, la cartografía efectuada a la escala 1:50000 para este mapa, permite precisar, de manera segura, que se trata de un solo tablazo que moldea las estructuras antiguas a alturas variables.

Descansa sobre cualquier formación anterior y ha sido afectado por la tectónica de fallas cuaternarias. Litológicamente aparece como una sucesión de niveles duros y compactos, microconglomerados a brechas con cemento calcáreo hasta calizas detríticas conchíferas. Localmente (Pacoche) la formación está representada por sólo 1m de caliza blanca pulverulenta. El espesor máximo observado alcanza 30m. Las mesetas formadas por el Tablazo están siempre recubiertas por limos grises de alteración. La edad es pleistocénica sin que se pueda precisar. En la isla de La Plata se observa un tablazo a 160m y un nivel de escombros antiguos formando una planicie de 30m sobre el nivel del mar, que no se puede considerar como Tablazo (posibilidad de equivalencia con los aluviones antiguos del continente).

Formación Canoa (PC) (Plioceno Medio a Superior): La Formación ha sido definida en la punta del mismo nombre, entre San José y El Mangle, donde aflora claramente en los acantilados marinos, en discordancia sobre la Tosagua. Desaparece al Norte entre Santa Rosa y El Aromo bajo la discordancia débil del Tablazo. La Formación Canoa forma un monoclinal basculado hacia el SSE o SSW. El espesor total aflorante desde la Punta Canoa hasta San José, es aproximadamente de 100m. Litológicamente la formación comprende, a la base, una sección limo-arcillosa de unos 30m, localmente muy fosilífera con arcillas siltosas gris verdes flojas; a la base existen galerías entrecruzadas rellenadas de material conchífero que se prolongan hasta la Tosagua, sin que se pueda observar el organismo horadante.

Los Pelecípodos y Gastrópodos son abundantes. Esta sección corresponde a las zonas G, H, I (zona de Tagelus), J de Pilsbry y Olsson (1941). La sección superior es esencialmente arenosa con un espesor de 50 a 80m de arenas amarillas no consolidadas, localmente un poco arcillosas, con zonas cementadas de formas variables apareciendo en relieve:

Pecten ventricosus y Ostrea megodón son comunes = zonas F, E, D de Pilsbry y Olsson. Un nivel blanco característico de 50cm, de diatomeas, no encontrado en Punta Canoa ha sido observado en Río de Manta intercalado en areniscas amarillas con Pecten ventricosus, parecidas a las de la sección superior de la costa. En este lugar esta sección descansa directamente sobre la Tosagua datada, encontrada en los pozos del pueblo. Este mismo nivel blanco ha sido atravesado en un pozo recientemente realizado a 1km al N-W de Manantiales. El estudio para la cartografía ha permitido colectar: 125 ejemplares de Gasterópodo; 80 ej. de Pelecípodos; 3 ej. de Corales; 1 ej. de Escafópodos, (determinaciones en curso). La fauna estudiada por Pilsbry y Olsson comprende 6.2% formas conocidas en el Mioceno; 12.4% en la Formación Jama y 54.6% en la fauna actual. El conjunto indica el Plioceno o, más precisamente, Plioceno Medio a Superior con comparación de similitud y disimilitud. La microfauna estudiada (G. Bizon-IFP) indica el Plioceno un poco alto (Plioceno Medio a Superior). El ambiente de deposición aparece como epinerítico.

Formación Daule (Md) (Mioceno Superior): Esta Formación aflora únicamente en el ángulo SE de la Hoja. El nombre (Marks, 1951) es originario de la Cuenca del Río Daule. Las capas subhorizontales parecen en discordancia sobre la Formación Charapotó y son representadas en la zona por 200m de arcillas siltosas y areniscas arcillosas poco endurecidas, de color gris azul, que forman acantilados. En esta región, la facies es todavía muy similar a la facie fina Borbón que se extiende al Oeste de la Cordillera de la Costa. Según los estudios generales de microfauna, la Formación pertenece a la cima del Mioceno medio (zona a ***Globorotalia menardii***) y al Mioceno Superior zona a ***Globorotalia acostaensis***). La macrofauna descrita por Marks comprende 44 especies de moluscos que indican el Vindobonense(?).

Formación Charapotó (Mc) (Mioceno Medio): La Formación fue definida por los geólogos de la I.E.P.C (1947) y la microfauna fue estudiada por Stainforth (1946), Cushman y Stevenson (1948). El lugar tipo se encuentra en los alrededores de la población de Charapotó. La transición con la Tosagua en la región de Manta y Jipijapa es progresiva; en la cima de la Tosagua las lutitas blancas aparecen y reemplazan las arcillas grises rojas. Comprende lutita tobácea gris, blanca a café, en capas delgadas tipo tabletas, con algunas intercalaciones de areniscas amarillas de grano medio (5 a 10m, características visibles en fotogeología). Las lutitas son frecuentemente fosfatadas con restos de peces y plantas. La facies es nerítica y el espesor es de 600 a 800m. El estudio micropaleontológico general hecho por el IFP permite distinguir dos zonas por los pelágicos y los bentónicos. La base de la Formación se coloca en la parte mediana del Mioceno Medio (zona de ***Globigerinoides ruber* o *Globorotalia mayeri***) o sea el Helveciense (cima de la zona de ***Globorotalia mayeri*** o, más probablemente zona de ***Globorotalia menardii***). El límite cartografiado corresponde al cambio de facies litológica. El límite paleontológico aparece más arriba y figura en puntilleado sobre el mapa.

Formación Tosagua (OMt) (Oligoceno Inferior-Mioceno Inferior): La Formación Tosagua yace entre la Formación San Mateo y la Formación Charapotó. Fue definida por los geólogos de I.E.P.C (1947) prefiriendo la zona de Tosagua como lugar tipo a la precedente de Jaramijó (fauna de Manta estudiada por Galloway y Morrey, 1929), siendo el corte más completo. La Formación consiste en lutitas macizas estratificadas, en bancos centimétricos a decimétricos, de color café-chocolate, siltosas en la zona de transición con la San Mateo, con intercalaciones centimétricas y vetas delgadas de yeso. Lentes dolomíticos son frecuentes en la facie típica de la parte superior. La facies es nerítica con influencias lagunares y el espesor aparente en la zona considerada es difícil de apreciar, aproximadamente 1000m. Del estudio detallado por el IFP resulta que la parte basal (facies de transición) aflora únicamente en el sinclinal de Bajo de la Palma, correspondiendo a la facies de los acantilados al Oeste de Manta y pertenece a las zonas de ***Globorotalia opima opima***, ***Globigerina ampliapertura*** y ***Globigerina ciperoensis*** es decir Oligoceno Basal a Medio. Los principales planctónicos encontrados son: ***Globigerina cf. yeguaensis***, ***Glob. (Ctx.) dissimilis***, ***Globoquadrina venezuelana***. La facies típica (en Punta Blanca cerca de Santa Rosa, Barranco Prieto, Bajo de la Palma) pertenece al Oligoceno Superior (Alquitanense, Zona de ***Globigerina ciperoensis***) y Mioceno Inferior (zona de ***Catapsydrax stainforthi*** – ***Globigerinitella insueta*** y ***Praeorbulina glomerosa***) con una microfauna muy abundante de bentónicos y planctónicos (microfauna de Manta-Jaramijó). En la zona de Manta, la sedimentación parece continua entre la San Mateo y la Tosagua.

Formación San Mateo (Esm) (Eoceno Medio a Superior): El nombre deriva de estudios de la compañía I.E.P.C (1947) y de trabajos de Olsson (1942) en los acantilados cerca del pueblo San Mateo al Oeste de Manta. Litológicamente la Formación está constituida, en la parte inferior, por una sucesión de conglomerados y areniscas finas a gruesas, mal clasificadas con vetas de lignito; los conglomerados desaparecen hacia el NE en la zona del Cerro de Hojas. La facies corresponde a una zona de agua profunda o zona de estuario. La parte superior aparece bajo una facies de areniscas medias poco cementadas, en bancos decimétricos alternando con arcillas siltosas con radiolarios, pasando a una facies similar a la de la base de la Tosagua.

El aumento del porcentaje de los guijarros del E al W sugiere la presencia de una tierra emergida al W. El estudio micropaleontológico hecho por la Misión Geológica del Instituto Francés del Petróleo (cortes de los acantilados al W de Manta, Cabo San Lorenzo, Piñas, Las Palmas, Punta Colorada, Pacoche) hace corresponder dos zonas faunísticas a las dos facies: parte inferior, la microfauna indica una afinidad con el Eoceno Medio por los plantónicos (además de formas removidas de la caliza San Eduardo, tales como Discocyclinas y Nummulites) y correspondería a la zona de ***Stichocassidulina thalmanni***. La parte superior corresponde al Eoceno Superior (zona de ***Globigerinopsis mexicana*** y ***Globorotalia cerro-azulensis***) con afinidad a la fauna de base de la Tosagua, indicando continuidad de sedimentación entre las dos Formaciones. Es muy difícil apreciar por la facies litológica, el límite entre San Mateo y Tosagua.

Formación San Eduardo (Es) – Formación Cerro (EC) (Eoceno Medio): Los autores de estas dos Formaciones son los geólogos de I.E.P.C (1947) con varios estudios de Landes (1944), Sheppard (1946), Cushman y Stainforth (1951). El lugar tipo de la caliza San Eduardo proviene de la cantera del mismo nombre cerca de Guayaquil. La facies es una caliza arrecifal u órgano-detrítica a microcristalina, compacta, fina, de color crema a gris, frecuentemente rica en elementos brechosos de sílex verde (Cayo). La fauna se caracteriza por una abundancia de la asociación Discocyclina-Lepidocyclina-Nummulita que indica la parte inferior del Eoceno Medio. Esta caliza es transgresiva sobre el Volcánico o la Cayo. Espesor máximo 100m.

La Formación Cerro (Cerro de Hojas) es considerada como parte inferior de la Formación Punta Blanca definida en Manabí Norte; comprende tres partes: en la base, arenisca y microbrechas obscuras localmente con cemento calcáreo (20m) equivalente lateral de la caliza San Eduardo; luego lutitas silíceas grises y cherts con radiolarios y en la parte superior margas tobáceas cremas. La microfauna pertenece a la parte superior del Eoceno Medio.

Formación Cayo (Kc) (Cretáceo Superior): En el lugar tipo (Puerto Cayo) y en los cerros cercanos de Membrillal, a la Formación Cayo le falta el Miembro Calentura y la facies de los cherts de Guayaquil. La Formación está representada por una alternancia de areniscas y grauvacas medias a gruesas, en bancos métricos con grano-clasificación vertical, abundantes elementos de rocas volcánicas básicas con matriz arcillosa, y arcillas grises o verdes silicificadas. Estos dos componentes pueden alternar en bancos o constituir secuencias de veinte a cincuenta metros. En el Cabo San Lorenzo se puede observar una colada intercalada de 100m de espesor, formada de basalto con olivino. La parte detrítica de la Formación proviene de la destrucción del complejo ígneo basal o de las coladas sincrónicas de la sedimentación de la Cayo. El espesor máximo de la Formación, en la zona, es de 500 a 750m. Una asociación de microfauna del Maestrichtiense ha sido encontrada con ***Rzehakina epigona***, ***Gyroidina crassa***, etc. En La Pila, las arcillas verdes silicificadas de facies Cayo, intercaladas en las rocas básicas del complejo ígneo tardío, han liberado una fauna del Danense.

Complejo ígneo o volcánico (Kv) (Cretáceo Medio a Superior): De acuerdo con los autores anteriores las rocas básicas del substratum han sido agrupadas bajo la apelación de Piñón (Marks, I.E.P.C, 1956). Pero el estudio petrográfico, cartográfico y las dataciones absolutas obligan a diferenciar dos familias de rocas por consideraciones cronológicas y estratigráficas. Únicamente un estudio detallado permitiría el cartografiar los dos tipos:

1) Piñón sensu stricto: Rocas básicas o sea diabasas y doleritas, formando el volcanismo principal sobre el cual transgrede la Formación Cayo en la Cordillera Chongón-Colonche (Caliza Calentura de base, datada del Cenomaniense-Turoniense). La edad absoluta medida sobre una muestra tomada en Sequita (Instituto de Ciencias Geológicas de Londres para el Proyecto Minero de NN. UU.) se encuentra entre 100 y 110 millones de años o sea Cenomaniense.

2) Volcanismo tardío: Coladas y diques de basaltos (pillow lavas) diabasas con cuarzo, conteniendo localmente (La Pila) intercalaciones decimétricas de arcillas verdes silicificadas datadas del Maestrichtiense-Danense. La edad absoluta media sobre unas muestras oscila entre 80 y 50 millones de años o sea Cretáceo Superior hasta Eoceno Inferior. El contacto de la Formación Cerro sobre el Volcánico es frecuentemente alterado, o el Volcánico contiene bloques englobados de Cerro, confirmando una actividad volcánica durante el Eoceno.

HISTORIA GEOLÓGICA DE LA ZONA

Después del volcanismo principal (Jurásico-Cretácico Medio), la sedimentación marina se establece durante el Cretáceo Superior con la Formación Cayo, sincrónica del Flysch de la Sierra; grauvacas y arcillas localmente silicificadas alternan con materiales provenientes de la erosión de los relieves volcánicos emergidos. Una actividad volcánica tardía en coladas de basalto se conoce durante la sedimentación de la Cayo.

Una fase de erosión se sitúa durante todo el Eoceno Inferior y una transgresión generalizada invade la región en el Eoceno Medio con caliza arrecifal de San Eduardo en la zona Oeste, mientras que en la zona Este se sedimentan las capas detríticas y silíceas de la Cerro. Una fase de erosión con posibles movimientos tectónicos (y emisiones volcánicas fisurales) tiene lugar a la base del Eoceno Superior y explica la fase transgresiva detrítica deltaica de la San Mateo durante el Eoceno Superior sobre las Formaciones anteriores. El estudio sedimentológico demuestra la existencia de una zona emergida al Oeste. La sedimentación prosigue y se vuelve más fina durante el Oligoceno hasta el Mioceno Inferior con las arcillas de la Tosagua. Este ciclo sedimentario se termina en el Mioceno Medio con las arcillas y areniscas de la Charapotó.

Durante el Mioceno Superior, se deposita la Formación Daule en ligera discordancia sobre la Charapotó, con areniscas y arcillas siltosas. La zona de aportes se cambia de Oeste a Este (Cordillera Andina). Durante el Plioceno y el Cuaternario, las dos últimas transgresiones (Canoa y Tablazo) no invadieron nada más que la zona de bordura de la Costa, rodeando los cerros costaneros.

TECTÓNICA

La tectónica está dominada por dos direcciones de fallas principales: NNE-SSW y E-W. Estas direcciones determinan dos alineamientos de zonas altas:

1) Zona alta E-W: San Lorenzo, El Aromo, Barranco Prieto, Montecristi, Cerro de Hojas, delimitada por fallas al Sur en la parte Oriental y al Norte en la parte Occidental, una falla de dirección NNE separa las dos partes;

2) Zona alta SSW-NNE: Puerto Cayo, Membrillal, Aguas Nuevas, La Pila, Cerro de Hojas donde se une con la dirección E-W. Este bloque que forma parte de la Cordillera de la Costa, está basculado hacia el W por una falla importante.

Estas zonas tectónicas altas son cortadas por numerosas fallas secundarias de direcciones intermediarias.

Aparecen dos zonas bajas:

1) Zona monoclinal hacia el Este, de Portoviejo-Sancán-Jipijapa, formando el flanco Oeste de la Cuenca interior.

2) Zona "sinclinal" orientada NE-SW, profundizándose desde el Cerro de Hojas hacia el mar, rellenada de Tosagua y Canoa.

El Cerro de Jupe constituye un accidente en el medio de esta zona.

HIDROGEOLOGÍA

Las posibilidades en agua de la zona son prácticamente nulas. Las vertientes son inexistentes. Los pozos de pocos metros realizados en los aluviones del río Portoviejo (Sequita, San Jacinto) no alcanzan para las necesidades de esta zona norte y proporcionan agua de mala calidad.

Los pozos profundos realizados para la investigación de hidrocarburos han encontrado en la Formación San Mateo a la profundidad de 500 a 1000m, agua salada (10 a 14gr de Cloruro de Sodio por litro).

El agua es suministrada a la zona por tubería (Manta, desde Portoviejo por banqueros (Chacras, San Mateo, Jaramijó, San Jacinto).

REFERENCIAS

CUSHMAN J. A. & STEVENSON F. V. (1948) A Miocene foraminiferal fauna from Ecuador. Contr. Cushman lab. Foram. Research, Vol. 24, Part. 3.

CUSHMAN J. A. & STAINFORTH R. M. (1951) Tertiary foraminifera of Coastal Ecuador, Part 1, Eocene Jour. of Paleo., Vol. 25, N° 2, p. 129-164.

GALLOWAY J. J. & MORREY M. (1929) A lower Tertiary Foraminiferal Fauna from Manta, Ecuador. Bull. Amer. Pal., Vol. 15, N° 55.

GRANJA B. J. C. (1971) Estudio geológico de la Hoja 1:50000 Montecristi Archivo DGGM, Quito.

HOFFSTETTER R. (1956) Lexique Stratigraphique International, Vol. 5, Fasc.5a, Ecuador-Paris.

INSTITUTO FRANCÉS DEL PETRÓLEO (1968) Informe Geológico sobre las posibilidades petroleras de las Provincias Costeras de la República del Ecuador. Quito.

PILSBRY H. A. AND OLSSON A. A. (1941) Pliocene Fauna Western Ecuador, Proc. Acad. Nat. Sci. Philad. Vol. XCIII. P. 1-79.

SANTILLÁN B. G. (1971) Estudio geológico de la Hoja 1:50000 Membrillal Archivo DGGM. Quito.

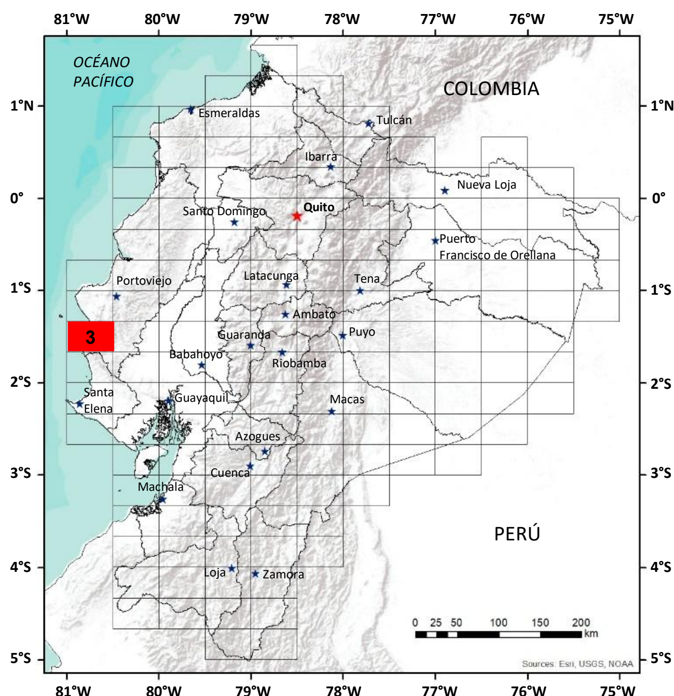
SAUER W. (1957) El mapa geológico del Ecuador, Memoria explicativa, Quito.

SHEPPARD G. (1927) Geological observations on Isla de La Plata, Ecuador, Am. Jour. Sci., Vol. 13, Nº 78.

SHEPPARD G. (1937) The geology of Southwestern Ecuador, Thomas Murphy and Co. London.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, Datos anteriores y nuevos, 2 Vol., Misión del Instituto Francés del Petróleo, Archivo DGGM, Quito.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA E INSTITUTO FRANCÉS DEL PETRÓLEO (1969) Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1000000. Quito-Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-3
JIPIJAPA (1974)

INTRODUCCIÓN

La región que abarca la Hoja de Jipijapa pertenece, casi en su totalidad, a la Cordillera de la Costa, con excepción de la región representada en la parte Este que pertenece a la Cuenca de Manabí. Los relieves de dirección N-S son afectados por dos direcciones de fallas ortogonales: NE-SW (dirección andina) y NW-SE. La zona Este, penillanura de sedimentos terciarios, es un monoclinal con buzamiento Este. La totalidad de la zona es cubierta por una vegetación tropical y en la época lluviosa los caminos son intransitables y el acceso a la zona se torna casi imposible.

GEOLOGÍA

En la región afloran rocas que varían en edad desde Jurásico superior?-Cretáceo hasta el Actual y conforman una potente secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias.

Complejo Ígneo-Volcánico (J-K) (Jurásico Superior?-Cretáceo): De acuerdo con los autores anteriores, las rocas básicas del "substratum" de las cuencas cretácicas y terciarias han sido agrupadas bajo la denominación Piñón (Tschopp, 1948). En realidad, se trata de un complejo ígneo que abarca rocas de composición variada (basaltos y doleritas, en forma de coladas, pillow lavas y diques). La potencia se estima en más de 2000 metros.

Formación Cayo (K_{4-7}) (Cretáceo Superior): En el lugar de definición (Puerto Cayo) (335-524) a la Formación Cayo (Olsson A., 1942) le falta el Miembro Calentura y la facies de los "Cherts" de Guayaquil (o sea la base y la parte superior).

La Formación está representada por una alternancia de areniscas y grauvacas medias a gruesas en bancos métricos, con grano-clasificación vertical, abundantes elementos de rocas volcánicas básicas con matriz arcillosa y arcillas grises o verdes silicificadas; estas arcillas se presentan en bancos decimétricos o centimétricos. Estos dos componentes pueden alternar en bancos o constituir secuencias de veinte a cincuenta metros. La parte detrítica de la formación proviene de la destrucción del complejo ígneo basal o de las coladas sincrónicas de la sedimentación de la Cayo.

Los estudios micropaleontológicos más recientes (Sigal, 1968) dan una edad Maestrichtiana a Daniana? (cortes de la Soledad (mf-1) y de Buena Vista (mf-2)), los cuales presentan una asociación de microfauna con ***Rzehakina epigona*** (Rz.) y ***Gyroidina crassa*** (d'Orb.).

El espesor de la Formación Cayo, se estima en unos 1600 metros, para esta región.

Formación San Mateo (E_{2-3}) (Eoceno Medio-Superior): El nombre deriva de los estudios de Olsson (1942) en los acantilados cerca del pueblo San Mateo al Oeste de Manta. Litológicamente la Formación está constituida por conglomerados que se presentan al Oeste de la población de Julcuy (383-371) y en la zona de Puerto López, y por una facies de areniscas medias poco cementadas, pasando en partes a una facies similar a la de la base de la Tosagua, lo que hace muy difícil apreciar el límite entre Tosagua y San Mateo.

Los estudios de micropaleontología dan una edad Eoceno Medio a Superior y hacen pensar en una equivalencia con la Formación Punta Blanca (Prov. de Manabí) por una parte y con la transición Socorro-Seca (Prov. del Guayas) por otra.

El espesor varía entre 400 y 700 metros en la zona.

Formación Tosagua (O_2-M_2) (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): Fue definida por Williams (1947) prefiriendo la zona de Tosagua como lugar tipo a la precedente de Jaramijó (con "Fauna de Manta" estudiada por Galloway y Morrey, 1929), por corresponder a un corte más completo. En la región no se hallan afloramientos de la parte basal de la Formación Tosagua.

En la carretera Jipijapa-Guayaquil (474-479) se presenta la facies típica: lutitas macizas a estratificadas en bancos centimétricos a decimétricos, de color café chocolate, con intercalaciones y vetas delgadas de yeso y lentes dolomíticos

Al Oeste de San Pablo (454-267), la Tosagua se presenta en contacto con la Formación Cayo subyacente, mediante una discordancia angular.

En los lugares que la Tosagua es suprayacente a la Formación San Mateo el contacto es transicional.

En el área de Joaz se observa el tope de la Tosagua como areniscas amarillas algo sueltas que pasan en transición a las areniscas de la Formación Angostura.

El espesor estimado de la Formación en esta región es de 600 metros.

Formación Angostura (M_3) (Mioceno): Fue definida por los geólogos de la I.E.P.C (Williams, 1947). Aflora en el Sur de la Hoja y descansa en discordancia sobre las formaciones anteriores. Consiste de areniscas calcáreas con una fauna rica en moluscos y es equivalente al miembro "Basal calcareous" de la Formación Daule definida por Marks (1951). El espesor varía de 0-560 m.

Formación Charapotó (M_3) (Mioceno Superior): La Formación fue definida por los geólogos de la I.E.P.C (1947) y la microfauna estudiada por Stainforth (1948), Cushman y Stevenson (1948). El lugar típico se encuentra en los alrededores de la población de Charapotó. Litológicamente la Formación comprende: lutitas tobáceas gris, blanca a café, en capas delgadas de tipo tabletas; también se encuentran niveles calcáreos y luego se presentan solamente areniscas amarillas sueltas. Las lutitas son frecuentemente fosfatadas por restos de peces y plantas.

En los otros sitios, la transición Tosagua subyacente Charapotó es progresiva; así, las lutitas blancas aparecen y reemplazan a las arcillas café-chocolate de la Tosagua.

El espesor (aproximado) de la Formación en la zona varía de 300 a 600 metros.

Formación Borbón (M_4) (Mioceno): Corresponde a los afloramientos de lo que antes se conoció como Daule. Este cambio se ha realizado debido a la confusión de la terminología de la Formación Daule en las Hojas de Paján y Pedro Carbo. Aflora únicamente al Este de la Hoja, presentándose como arcillas limosas y areniscas gruesas poco endurecidas, de color gris azulado, que se encuentran formando grandes acantilados

Las capas subhorizontales de esta Formación parecen estar en discordancia sobre la Formación Charapotó.

En la zona no se ha encontrado ningún fósil que pueda confirmar la edad de esta Formación, pero en el pozo Santa Ana 1-A (I.E.P.C) localizado aproximadamente a 19 kilómetros al NE de la zona, se encuentra una sección más completa de la Formación conteniendo abundantes microfósiles y macrofósiles.

El espesor de esta Formación en la región es de 100 a 200 metros.

Terrazas (Cuaternario): Estos aluviones corresponden a una zona de glasis que se extienden al pie de los relieves de San Mateo y Cayo. Litológicamente es una alternancia de limos arenosos amarillentos y conglomerados formados de rodados de origen diverso englobado en una matriz arcillosa. La potencia media es de 15 a 20 metros.

Depósitos Aluviales (Cuaternario): Los materiales componentes son muy variables de acuerdo a las zonas de aporte: arcillas, arenas y rodados considerables provenientes de la Formación Cayo (San Vicente, Puerto López y Puerto Cayo); arenas sueltas y arcillas removidas ligadas a las Formaciones San Mateo y Tosagua.

TECTÓNICA

La dirección predominante de las fallas principales es NNE-SSW; y, NW-SE, NE-SW, la de las fallas secundarias. Las primeras determinan el alineamiento de las zonas altas: Loma de la Silla (320-486), Cerro La Naranjita, (311-326), Cadeate (333-370), Las Cañitas (322-270), La Naranja (334-230) y de la Pólvora (327-194)

Los sistemas de fallas secundarias afectan predominantemente a los terrenos terciarios del Este de la región y desplazan a las fallas principales.

En los alrededores del río El Plátano (386-186) se encuentra un sinclinal en la Formación Cayo que se prolonga hacia el Sur (Hoja de Manglaralto).

Al Norte de la población de Pedro Pablo Gómez (506-235) se observa la presencia de una roca volcánica intrusiva (dolerita) de grano medio.

HISTORIA GEOLÓGICA DE LA ZONA

Después del volcanismo principal (Jurásico - Cretáceo Medio), la sedimentación marina se establece durante el Cretáceo Superior con la Formación Cayo, sincrónica de Flysch de la Sierra; grauvacas y arcillas localmente silicificadas alternan con materiales provenientes de la erosión de los relieves volcánicos emergidos. Una actividad volcánica tardía representada por coladas de basalto se conoce durante la sedimentación de la Cayo.

Una fase de erosión se sitúa durante todo el Eoceno Inferior y una transgresión generalizada invade la región en el Eoceno Medio, quedando las zonas altas (Formación Cayo) emergidas como un umbral o límite para las cuencas de Manabí al Norte y Progreso al Sur. Una fase de erosión con posibles movimientos tectónicos y emisiones volcánicas fisurales tiene lugar a la base del Eoceno Superior y explica la fase transgresiva detrítica deltaica de la San Mateo durante el Eoceno Superior sobre las Formaciones anteriores. El estudio sedimentológico demuestra la existencia de una zona emergida al Oeste. La sedimentación prosigue y se vuelve más fina durante el Oligoceno hasta el Mioceno Inferior con las arcillas de la Tosagua. Este ciclo sedimentario se termina en el Mioceno Medio con las arcillas y areniscas de la Charapotó.

Durante el Mioceno Superior, se depositó la Formación Borbón en ligera discordancia sobre la Charapotó, con areniscas y arcillas limosas. La zona de aportes cambia de Oeste a Este (Cordillera Andina).

Durante el Plioceno y Cuaternario no existe ninguna transgresión en la zona, depositándose solamente terrenos de erosión de las formaciones preexistentes.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En lugares donde afloran las rocas del Complejo Volcánico se tiene algunas canteras que proporcionan materiales de construcción (Río Jipijapa (372-478), El Pital (247-263), la Encantada (280-225)). También se utilizan materiales de la Formación Cayo al Sur de Pedro Pablo Gómez (493-183) y con el mismo fin las arenas de playa y la grava de los aluviones. Las calizas de El Pital (247-263) podrían ser utilizadas en la Industria.

Las posibilidades de agua en la zona son escasas. El único río con caudal en verano es el Blanco. Los pozos realizados en los aluviones no alcanzan a cubrir las necesidades y las vertientes tienen escaso caudal; la de Joaz es de aguas sulfurosas. Es posible encontrar agua en el sinclinal de El Plátano (385-185) debido al gran fracturamiento que se observa en las rocas de la Formación Cayo.

REFERENCIAS

Las referencias de los autores citados se encuentran en las publicaciones siguientes:

CUSHMAN, J. A. & STEVENSON, F. V. (1948) A Miocene foraminiferal fauna from Ecuador. Contr. Cushman Lab. Foram. Res., 24, pp. 50-68

GALLOWAY, J. J. & MORREY, M. (1929) A lower Tertiary foraminiferal fauna from Manta, Ecuador. Bull. Amer. Pal., 15, No. 55.

MARKS, J. F. (1951) Miocene Stratigraphy and Paleontology of Southwestern Ecuador. Bull. Amer. Pal., 33, No. 139, pp. 27-433.

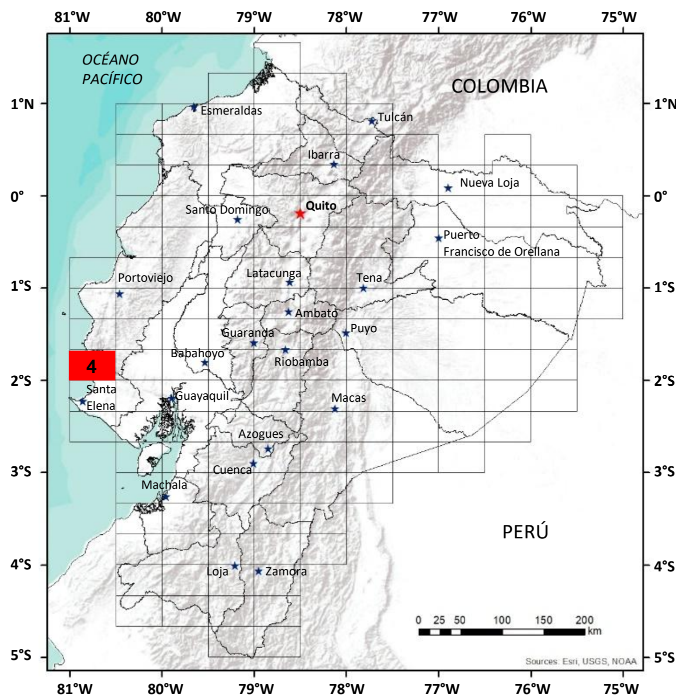
OLSSON A. A. (1942) Tertiary deposits of Northwestern, South America and Panamá. Proc. 8th. Am. Sci. Congr. Wash. 4.

SIGAL, J. **(1968)** Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Instituto Francés del Petróleo. Servicio Nacional de Geología y Minas

STAINFORTH, R. M. (1948) Applied micropaleontology in coastal Ecuador. Jnl. Paleont., 22, No. 2; pp. 113-151.

TSCHOPP, H. J. (1948). Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Ass. Suisse Geol. Ing. Petrol. 15, No. 48, pp. 14-45.

WILLIAMS, M. D. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Concesiones: 1 Daule-Guayas. 2. Minero, 3. Ecuapetrol-Manabí. Inédito, Dir. Min. Petrol. Minist. Econ., Quito.



HOJA GEOLÓGICA-4 MANGLARALTO (1974)

INTRODUCCIÓN

La región comprendida en la Hoja de Manglaralto se encuentra localizada: la parte Norte y Este en la Cuenca de Manabí, la parte Sureste en la Cuenca Progreso. Separa a estas dos cuencas la Cordillera Chongón Colonche, que presenta la dirección NW-SE. Dos tipos de clima se presentan en la zona: tropical-húmedo característico de la Cordillera Chongón Colonche, y tropical sabana en las zonas cercanas a la Cordillera, correspondiendo cada uno de ellos a una vegetación característica.

GEOLOGÍA: En la región afloran rocas que varían en edad desde el Jurásico Superior? hasta el Reciente y conforman una potente serie de rocas sedimentarias y volcánicas.

Complejo Ígneo (J-K) (Jurásico superior-Cretáceo): Definido por Goosens (1968). El substratum de las cuencas cretácicas y terciarias de la región costanera del Ecuador está constituido por un complejo ígneo de composición básica (andesitas, diabasas, doleritas, piroxenitas y basaltos). Estudios anteriores habían agrupado estas rocas bajo la denominación de Piñón; pero el estudio petrográfico y las dataciones absolutas obligan a distinguir dos clases de ellas, si bien no puede diferenciárselas en la Hoja:

1) Piñón propiamente dicho: Compuesto por rocas básicas, diabasas, doleritas, que corresponden al volcánico principal. Edades radiométricas que varían entre 65 a 110 millones de años han sido obtenidas al Norte de la Hoja (Snelling, 1970).

2) Volcanismo tardío: Ocurrido durante el Eoceno. Hay una datación radiométrica de 54 Ma. en la Hoja de Manta (Snelling, 1970) en una fase tardía de la Orogénesis Laramídica. Encuéntrase en la zona rocas volcánicas tipo “pillow” (228-108); emisiones tipo intermedio e intrusivos pequeños de composición ácida (537- 098).

Se estima que la potencia de esta Formación pasa de los 1000m.

Formación Cayo (K_{4-7}) (Cretáceo Superior): Definida por Olsson (1942) en la región de Puerto Cayo (Manabí). Está representada por una alternancia de areniscas grauvacas medias a gruesas en bancos métricos a decimétricos, abundantes elementos de rocas volcánicas básicas con matriz arcillosa (microbrechas, tobas) y argilitas grises o verdes silicificadas.

Aparte de la litología típica, presenta brechas intraformacionales que alcanzan potencias de hasta 20 metros (393-014 y 435-106). Compuesta por fragmentos de argilitas, angulosos o ligeramente redondeados, encerrados en una matriz más fina. En el Río Caridad (405-976) afloran bancos de chert que corresponden a la parte superior de la Formación. La potencia estimada es de 2600m en la Cordillera Chongón Colonche.

Estudios micropaleontológicos han determinado una edad cretácica superior (Thalmann, 1946; Sigal, 1968).

Formación San Eduardo (E_2) (Eoceno medio, parte inferior): Esta formación ha sido encontrada solamente en el pozo Febres Cordero donde tiene un espesor de 12m.

Grupo Ancón (E) (Eoceno Medio-Superior): Definido por los geólogos de la International Ecuadorian Petroleum Co. (Williams, 1947) en el distrito petrolero de Ancón. Las Formaciones Socorro y Seca constituyen el Grupo Ancón solamente en la zona de Dos Mangas (340-980), litológicamente es posible diferenciarlas por lo que, para efectos de cartografía, se ha considerado todo como grupo. Alrededor de Dos Mangas parece que existe solamente la Formación Socorro dividida en dos miembros: la Caliza Javita en la parte inferior y la Arenisca Dos Mangas en la parte superior.

Formación Socorro (E_{2-3}) (Eoceno Medio): Esta Formación consiste de dos miembros:

Miembro Caliza Javita (E_2) (Eoceno Medio, parte superior): En el borde Sur Occidental de la Cordillera Chongón Colonche afloran calizas arrecifales que cambian lateral y verticalmente en areniscas fosilíferas de grano medio a grueso, carbonatadas. Las calizas se presentan a veces con abundantes foraminíferos. Yace sobre la Formación Cayo con un conglomerado basal. Su potencia varía entre 0-90m.

Estudios micropaleontológicos dan una edad eocénica media (parte superior) (Small, 1962; Sigal, 1972).

Miembro Arenisca Dos Mangas (E_2) (Eoceno medio): Yace con un conglomerado de base sobre la Caliza Javita y está cubierta en discordancia por la Formación Zapotal. Litológicamente se presenta como limolitas y lutitas, con intercalaciones de areniscas y arcillas.

Estudios micropaleontológicos realizados por Stainforth (1948) ubican la Formación Socorro en el Eoceno Medio.

Formación Zapotal (E_3-O_1) (Eoceno Superior-Oligoceno Inferior): Definida como "Zapotal Sandstone" por Olsson (1931) y como Formación en el mismo sentido por Gubler y Ortynski (1966) en la población de Zapotal (509-438). Yace discordantemente sobre las Formaciones antiguas. Se compone esencialmente de areniscas gruesas masivas y bancos de conglomerado de tipo turbidítico y lutitas intercaladas con moluscos y restos de plantas (358 -045). La potencia estimada en esta zona es de 300m.

La Formación está comprendida entre el Eoceno Superior-Oligoceno Inferior (Stainforth, 1948).

Al Noreste del cuadrángulo y yaciendo discordantemente sobre la Formación Cayo, aflora una serie carbonática conocida como Caliza de las Delicias, equivalente a la Formación Zapotal (?parte inferior). Esta serie comienza con una brecha heterogénea con elementos de la Formación Cayo, en una matriz arenosa de color amarillo, sigue luego una caliza arrecifal de color crema con algas y foraminíferos. Tiene una potencia que varía entre 0 y 160m.

Su edad según Sigal (1972), es del Eoceno Superior.

Formación Tosagua (O_2-M_2) (Oligoceno superior-Mioceno inferior): Definida por los geólogos de la I.E.P.C en su lugar típico, Tosagua (890 -171) (Williams, 1947). Litológicamente esta Formación consiste de arcillas café-chocolate en bancos centimétricos a decimétricos, con estratos lenticulares de arenisca brechoidal e intercalaciones de vetillas de yeso. Es característico en esta Formación la presencia de lentes dolomíticos. El contacto con la Formación Zapotal es gradual. Al Suroeste de la Hoja (310-850) afloran localmente areniscas calcáreas ferruginosas de color pardo; se las conoce como el Miembro Arenisca San Pedro. La potencia de la Formación se estima en 200m.

Estudios micropaleontológicos efectuados por Sigal (1968) dieron a la Formación Tosagua una edad del Oligoceno superior-Mioceno Inferior.

Formación Angostura (M_3) (Mioceno superior): Definida por los geólogos de I.E.P.C Smith (1947) y Williams (1947) en el Río Santiago (Provincia de Esmeraldas), como una serie de areniscas (más finas en la sección más alta) que descansa sobre un conglomerado basal.

En la zona de estudio, la Formación se presenta en estratos de areniscas mal clasificadas, de aspecto molásico, lenticulares, mal estratificados, con intercalaciones de lutitas verdes y bancos calcáreos con **Ostrea**. Al Noreste, la Formación está en contacto discordante con el Complejo Ígneo, lo mismo que al Sureste, pero con las formaciones Zapotal y Cayo. La potencia de la Formación llega a 120m.

De acuerdo con Sigal (1968), su edad corresponde al Mioceno Superior (parte inferior).

Formación Tablazo (P) (Pleistoceno): El nombre ha sido tomado de las terrazas marinas del Noroeste del Perú (Senn, 1940). La característica principal es la de formar amplias mesetas surcadas por la red hidrográfica actual, y afectadas por fallas cuaternarias que reflejan la inestabilidad tectónica de la región. Sus estratos horizontales yacen en discordancia, indiferentemente sobre las Formaciones anteriores. Litológicamente se componen de conglomerados y arenas fosilíferas, especialmente de moluscos. En Valdivia (310-850) presenta un alabeamiento general Suroeste motivo por el que va perdiendo altura, hasta llegar al nivel del mar en Ayangue (280-820).

Depósito Coluvial (Cuaternario): Depósitos de arcillas, rodados y restos de Formaciones antiguas (principalmente del grupo Ancón) cubren las partes bajas de las elevaciones en el Sureste de la Hoja.

Depósito Aluvial (Cuaternario): Se encuentra rellenando los valles formados por los ríos que determinan el sistema hidrográfico actual. Su composición varía de acuerdo con los sitios de aporte. Se presenta como gravas y conglomerados algo brechosos, encerrados en una matriz limo-arenosa. Se desarrolla especialmente en los ríos Ayampe, Olón, Manglaralto y Valdivia donde su potencia alcanza los 20m.

TECTÓNICA

En la zona se encuentran importantes fallas que se orientan NW-SE o NNW-SSE, en las que predomina el movimiento vertical. Existen sin embargo efectos de desplazamientos horizontales y de cizalla. Posiblemente están relacionados con la segunda fase de la Orogénesis Andina. A ésta pertenecen las fallas de la Rinconada, Punta Montañita, La Entrada y Río Manglaralto. Otras fallas importantes son las de dirección N-S. Se las encuentra principalmente hacia el centro de la región. Hacia el norte del cuadrángulo, en la región central, se manifiesta una tectónica de plegamiento, evidenciada en el Sinclinal del Río Piñas, de eje aproximadamente N-S que viene desarrollándose desde el Norte.

HISTORIA GEOLÓGICA

Se inicia en el Jurásico, cuando los derrames volcánicos, en parte submarinos, del Complejo Ígneo constituyeron el substratum.

A partir del Cretáceo Superior (Cenomaniano) se deposita la Formación Cayo, asociada a coladas de composición básica a media. Hacia el fin del Cretáceo el conjunto se encontraba emergido casi totalmente y afectado por una erosión activa que alimentó las series detríticas marinas a deltaicas, que se depositaron en las zonas profundas de la región de Guayaquil (comprendida entre el actual arco Chongón-Colonche al Norte y los cerros Amotape al Sur) que permanecía sumergida.

En el Eoceno medio se inicia una transgresión que se extendió de Este a Oeste, dando origen a la formación de los arrecifes de San Eduardo y Javita en el borde Occidental y Sur de la Cuenca de Daule que separa la zona de Guayaquil al Sur y las Cuencas de Manabí y Esmeraldas al Norte. En el Eoceno Superior se depositaron los estratos del Grupo Ancón. Para esta época se manifiesta una posible unión entre las cuencas del Norte y Sur en la zona de Puerto Manglaralto por efecto de movimientos verticales que ocasionaron un hundimiento relativo del borde Sur de la Cuenca de Daule, permitiendo una incipiente transgresión más hacia el Este, que depositó las Calizas Las Delicias. La fase transgresiva en la zona de Guayaquil alcanza su máximo en el Eoceno Superior. La parte terminal del Eoceno Superior y Oligoceno, representado por la Formación Zapotal, presenta facies de regresión. Al final del Oligoceno comienza la deposición de las lutitas laminadas con concreciones dolomíticas de la Formación Tosagua. En el Mioceno superior se generaliza la máxima fase transgresiva que da origen a la deposición de las Formaciones Angostura y Progreso al Norte y Sur del Arco de Chongón respectivamente. Finalmente, en el Pleistoceno, como consecuencia de los movimientos de la orogénesis Andina, emergen fajas del fondo marino sublitoral, la Formación Tablazo.

Por último, la red de drenaje actual, alimentada por la pluviosidad abundante, depositó sobre los valles su aporte detrítico en forma de aluviones.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Petróleo: Las condiciones geológicas de la zona no son favorables para constituirse un yacimiento hidrocarburífero. Un gran porcentaje del área estudiada está afectada por el Arco de Chongón-Colonche en el que predominan las rocas cretácicas. La estructura en general está afectada en general por un gran número de fallas que no permiten la formación de yacimientos petroleros importantes. El pozo Febres Cordero 1 (416-844) alcanzó los 1950m, atravesando las formaciones reservorios del Grupo Ancón que dieron indicios de petróleo sin mayor importancia.

El valor económico de las **calizas** Las Delicias depende de la posible utilización en la industria de cemento. La Formación Tosagua y parte del Grupo Ancón tienen una cantidad de vetillas de **yeso** que en la región se explota con métodos artesanales. El volcanismo es una buena fuente de **material pétreo,** especialmente para el afirmado de carreteras. En la zona los Cinco Cerros (258-146) y Cordillera Llovido (262-150) es posible establecer canteras. Los depósitos aluviales del río Olón (290-025) tienen excelente material que podría ser utilizado en la construcción de carreteras.

Los ríos San José, La Curia, Olón, Montañita, Manglaralto, Simón Bolívar, Valdivia y Grande tienen depósitos aluviales modernos con condiciones de porosidad y permeabilidad adecuadas para acumular **aguas subterráneas.** Los estratos arcillosos del Grupo Ancón constituirían la capa impermeable que favorecería el entrampamiento del agua. En los ríos Olón y Manglaralto se ha tenido éxito en la perforación de pozos que actualmente abastecen el agua necesaria para el consumo humano.

REFERENCIAS

COLMAN J. A. R. (1970) Guidebook to the Geology of the Santa Elena Peninsula. Ecuadorian geol. and geophys. Soc.

GOOSSENS P. (1968) La Geología de la costa ecuatoriana entre Manta y Guayaquil. Bol. de Estudios Geológicos, No.1. Servicio Nacional de Geología y Minería.

GUBLER Y. & ORTYNSKI I. (1966) Informe geológico preliminar sobre las posibilidades petrolíferas de las cuencas sedimentarias del Ecuador. Institut Français Du Pétrole y Servicio Nacional de Geología y Minería.

OLSSON A. A. (1931) Contributions to the Tertiary paleontology of northern Perú. Pt. 4. The Peruvian Oligocene. Bull. Am. Paleont. 17. pp. 100-264.

SENN A. (1940) Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of Antillean-Caribbean region. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol, 24.pp. 1548-1610

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Instituto Francés del Petróleo y Servicio Nacional de Geología y Minería.

SIGAL J. (1972) Estudio micropaleontológico de las Formaciones de la región costanera del Ecuador. Bureau d'Etudes Industrielles et de Coopération de l'Institut Français Du Pétrole.

SMALL J. (1962) Stratigraphic and Ancon Oil field studies southwest Ecuador. Univ. of Colorado Thesis.

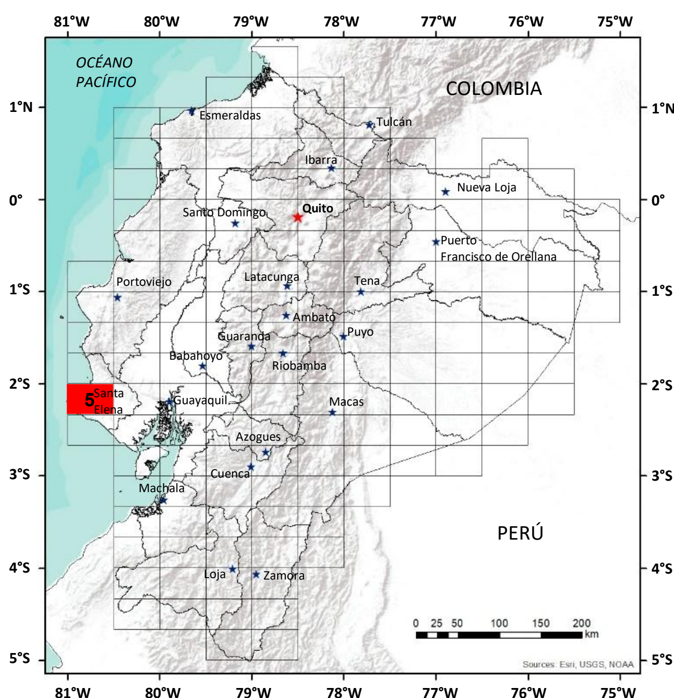
SMITH J. A. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inéditos Dir. Min. Petro., Minist. Econ. Quito.

SNELLING N. J. (1970) K-Ar age determinations on samples from Ecuador. Inst. Geol. Sci. London. Isotope Geology Unit. Report No 70.10.

STAINFORTH R. M. (1948) Applied Micropaleontology in coastal Ecuador. Jnl. Paleont. 22.pp. 113-151.

THALMANN H. E. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 30, p. 337–347.

WILLIAMS M. D. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inéditos Dir. Min. Petrol., Minist. Econ. Quito.



HOJA GEOLÓGICA-5
SANTA ELENA (1974)

INTRODUCCIÓN

La región comprendida en esta Hoja se halla localizada al Norte de la Plataforma de Santa Elena, al Oeste de la Falla de la Cruz. La parte Este pertenece a la cuenca Progreso. Los relieves de dirección N-S son afectados por fallas NNW-SSE, cortados por las fallas más jóvenes de dirección general NE-SW. Corresponde a las primeras la Falla de La Cruz. La zona Oeste es en general una penillanura con pocas elevaciones y corresponde a la Plataforma de Santa Elena.

En una faja de aproximadamente cinco kilómetros de ancho a lo largo del perfil costanero la vegetación es escasa o no existe; la parte restante de la zona está cubierta de vegetación tipo matorrales. En la época lluviosa algunos caminos se hacen intransitables.

GEOLOGÍA

En la región afloran rocas que varían en edad desde Jurásico Superior ?-Cretáceo, hasta el actual y conforman una potente serie de rocas sedimentarias y pequeños afloramientos de rocas volcánicas.

Según Colman (1970), los grupos Azúcar y Ancón son considerados como del Complejo Olistostrómico de Santa Elena; pero para los efectos de la presenta cartografía y para una mayor facilidad en el mapeo, se los sigue considerando como grupos de acuerdo con sus rasgos litológicos predominantes en superficie, sin entrar a detalles de subsuperficie.

Complejo Ígneo (J-K) (Jurásico Superior? – Cretáceo): Goosens (1968). De acuerdo con los autores anteriores, las rocas básicas del "Substratum", de las cuencas cretácicas y terciarias han sido agrupadas bajo la denominación Piñón (Tschopp, 1948). En realidad, se trata de un complejo que abarca rocas de composición variada (basalto, dolerita), de estas existen pocos afloramientos (playa La Libertad 093-551; Salinas 116-532) en la zona. La potencia se estima en 1000 metros.

Formación Cayo (K_{4-7}) (Cretáceo Superior): Definida por Olsson A. (1942) en Puerto Cayo (349-490). La Formación se presenta como grauvacas y areniscas medias a gruesas en bancos métricos, así como capas decimétricas de arcillas verdes a gris silicificadas. Estos dos componentes pueden alternar en bancos o constituir secuencias de veinte a cincuenta metros. También se observan afloramientos de las facies de los Cherts de Guayaquil bastante distorsionados, el color de éstos varía de verde a rojo, gris y negro. Los Cherts de Guayaquil pueden ser de origen secundario y tal vez deriven de una variedad de tipos de rocas, incluyendo calizas y areniscas. La parte detrítica de la Formación proviene de la destrucción del Complejo Ígneo Basal o de las coladas sincrónicas de la sedimentación de la Cayo.

Los estudios micropaleontológicos anteriores dan una edad Cretácica Superior (Thalmann, 1946; Sigal, 1968).

Se piensa que hay más de 2600m de espesor en profundidad.

Grupo Azúcar (Pc_1-E_2) (Danense-Eoceno Medio): Lugar de definición: Cerros de Azúcar (463 -512), Smith (1947). Se trata de una serie de areniscas y conglomerados con partes menores de arcilla guijarrosa; el conjunto es bastante endurecido y deformado estructuralmente por fallas y fracturas. El Grupo es bastante potente y para efectos de cartografía no se lo ha dividido en sus tres unidades básicas, ya que la inferior (Estancia) y la superior (Engabao) son areniscas muy similares, resultando muy difícil separarlas cuando falta la serie conglomerática del medio (Chanduy). Las areniscas varían mucho horizontal y verticalmente en pequeñas distancias. Generalmente cambian de tamaño medio a grueso y areniscas cuarzosas y conglomerados finos; se encuentran también conglomerados intraformacionales muy gruesos. El contacto varía según los lugares siendo por lo general fallado y pocas veces concordante con los terrenos del Cretáceo subyacente.

El Grupo Azúcar por su edad está comprendido entre el Danense y la parte baja del Eoceno Medio, según los estudios anteriores de micropaleontología (Thalmann, 1946). El máximo espesor probado del Grupo ha sido 2265m encontrado en el pozo A.E.O.L. No. 792.

Grupo Ancón (E_{2-3}) (Eoceno Medio a Superior): Definido por los geólogos de la IEPC (Williams, 1947), en las Quebradas Socorro (154-430) y Seca (178-414) del distrito petrolífero de Ancón. Algunos autores dividen al Grupo en dos Formaciones (Socorro y Seca) y otros en tres (Clay Pebble Beds, Socorro y Seca), pero para efectos de cartografía y evitar correlaciones erróneas se lo considera como un conjunto, ya que las diferencias litológicas se observan solamente en los lugares de definición.

El Grupo está constituido por interestratificaciones de areniscas, arcillas y lutitas, que varían en color de azul a plomo. También se encuentran dentro de unas rocas del Grupo, rastros de corrientes de turbidez, así como delgadas vetillas de yeso. El contacto con el Grupo Azúcar subyacente es por medio de una discordancia angular observada por medio de las diferentes perforaciones

De acuerdo con estudios anteriores de micropaleontología (Stainforth, 1948), el Grupo Ancón en la parte baja le dan una edad Eoceno Medio y en la parte alta Eoceno Superior por lo que hace pensar en una equivalencia con las Formaciones San Mateo y Punta Blanca (Provincia de Manabí). Colman (1970) estima que todo es Eoceno Superior.

El máximo espesor de 1913m ha sido encontrado en el pozo Centinela 1 de A.E.O.L. (238-608).

Formación Zapotal (E_3-O_1) (Eoceno Superior-Oligoceno Inferior): Definida por Olsson (1931, "Zapotal Sandstone"). Afloramientos típicos (509-438) están situados tres kilómetros al Este de la población de Zapotal, en la carretera Guayaquil-Santa Elena. La Formación tiene una predominancia de areniscas gruesas macizas, con estratificaciones oblicuas, existiendo bancos de conglomerados y lutitas intercalados con moluscos y restos de plantas. A la Formación Zapotal se le han asimilado las areniscas y arcillas que afloran en Punta Ancón, por tener litología similar y la misma edad. El contacto con el Grupo Azúcar infrayacente es discordante.

De acuerdo con los estudios anteriores (Stainforth, 1948), la Formación está comprendida entre el Eoceno Superior parte alta, y baja del Oligoceno Inferior.

La Formación tiene un espesor de 436m en el pozo Zapotal 1 (513-559).

Formación Tosagua (O_2-M_2) (Dos Bocas) (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): La localidad tipo de las Dos Bocas está en los cortes de la vía férrea desmantelada, cercanos al pueblo ahora abandonado de Dos Bocas (552-450). Antiguamente fue considerado como grupo. Según Sigal (1968) la Dos Bocas a pesar de una definición poco precisa, se la puede representar como arcillas un poco limosas, pardas a pardas chocolates; ciertas arcillas son margosas y yesíferas. Litológicamente la Formación en la zona está representada con facies arenosas y el contacto con la Zapotal subyacente es gradual. La parte media de la Formación está representada por arcillas café-chocolate con concreciones calcáreas y conteniendo vetas de yeso secundario; la parte alta de la Formación se torna limosa.

Por los estudios micropaleontológicos anteriores (Sigal, 1968) a la Formación se la considera por su edad, del Oligoceno Superior hasta el Mioceno Inferior.

En razón de las similitudes en litologías y fauna de las Formaciones Tosagua y Dos Bocas, se propone unificarlas y usar solamente el nombre Tosagua.

El pozo Zapotal 1 (513-559), que empieza en la mitad inferior de la Formación, perforó 220m, pero el pozo Rodeo 2 a poca distancia fuera de la Hoja (Hoja de Estero Salado), era probado de 1435m de esta Formación.

Formación Tablazo (P) (Pleistoceno): El nombre es tomado de las terrazas marinas del Perú NW. Senn (1940) ha sido el primero en aplicar la expresión Formación Tablazo del Perú a Ecuador. Sheppard (1927) identificó tres niveles diferentes de Tablazo visibles en el promontorio La Puntilla. Hoffstetter (1956) cita las altitudes: 75 a 90 metros, 35 a 40 metros y 2 a 10 metros para el Tablazo en la zona. La cartografía realizada para este mapa permite precisar la inexistencia de los niveles de La Puntilla (010-585). En los lugares que aflora el Tablazo se observa un ligero buzamiento; de acuerdo con este buzamiento se puede afirmar que se trata de un solo nivel de Tablazo, el cual se encuentra moldeando las estructuras antiguas a alturas variables, por encontrarse afectado por la tectónica de las fallas cuaternarias. Litológicamente el Tablazo está compuesto de areniscas calcáreas y conglomerados finos conteniendo abundantes megafósiles comunes como *Pecten. Mellita* y otros. Se encuentra descansando sobre cualquier Formación anterior.

De acuerdo con estudios anteriores se la considera de edad pleistocénica (Barker, 1933).

El espesor máximo es de unos 40 metros.

Depósito Aluvial (Cuaternario): Los materiales componentes son muy variables de acuerdo con la zona de aportes: arenas y rodados grandes provenientes del Grupo Azúcar (Cerezal 460-760; Barbascal 430-775; Colonche 370-770); arenas sueltas y arcillas removidas ligadas al Grupo Ancón y a las formaciones Zapotal y Dos Bocas.

TECTÓNICA

La tectónica de la zona es bastante compleja y se la considera como un verdadero mosaico de bloques fallados. Las fallas se podrían agrupar en las dos direcciones generales siguientes. NW-SE y NE-SW. Las de dirección NW-SE en el Este determinan el alineamiento de las zonas altas: Cerros Usa (441-718), Aguadita (422-636), de Saya (434-570) y Azúcar (500-498). Este conjunto de fallas es conocido con el nombre de la Falla de la Cruz, la cual se prolonga hacia el Sur en la Hoja de Chanduy (6), y forma el límite entre la Cuenca Progreso y la Plataforma de Santa Elena.

Las de dirección NW-SE en el Oeste forman un conjunto de fallas casi paralelas que parten de Ballenita (145-570) continuando hacia el SE hasta la Hoja de Chanduy. La dirección de estas fallas más importantes es bastante similar con el alineamiento de la Cordillera Chongón Colonche.

Las demás fallas de dirección NE-SW, son consideradas más jóvenes que las anteriores, a las mismas que se encuentran desplazando.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En lugares que afloran rocas de la Cayo y del Azúcar, se tienen algunas canteras que proporcionan materiales para la construcción, (Azúcar 486-532; Río Santa Rosa 163-508; Salinas 043-550). En Santa Elena se explota el Tablazo en forma de bloques y ladrillos para edificios. La tierra brea es empleada para el afirmado de carreteras, también se utilizan las arenas de playa y las gravas de los aluviones con el mismo fin. En la zona se explotan los salitrales para la elaboración de la sal de uso doméstico.

Las posibilidades de agua en la zona son escasas, los únicos ríos que contienen agua en verano, pero con un mínimo de caudal son el Javita (317-754) y el Viluche (210-612). La cantidad de agua extraída de los pozos no es suficiente para cubrir las necesidades. Existe una fuente de aguas termales y sulfurosas en la población de Baños de San Vicente (335-542).

En lo referente a los hidrocarburos, en la zona se encuentra el más antiguo y explotado campo petrolífero del Ecuador. Este ha sido explotado por las compañías Anglo Cautivo y ahora en parte por CEPE, pero el reservorio está en proceso de agotamiento, 100 millones de barriles han sido producidos desde 1925. El crudo es obtenido de las areniscas de los grupos Azúcar y Ancón. Se observan impregnaciones de petróleo en las areniscas (Ancón) de los acantilados de la playa (151-432), así como emanaciones de aceite en las areniscas (Azúcar) en la confluencia de los ríos Hondo y Salado (466-610).

REFERENCIAS

BARKER R. W. (1933) Notes on the Tablazo faunas of SW Ecuador. Geol. Mag, 70 pp,84-90.

COLMAN J. A. R. (1970) Guidebook to the Geology of the Santa Elena Peninsula. Ecuadorian geol. and geophys. Soc.

GOOSSENS P. (1968) La Geología de la costa ecuatoriana entre Manta y Guayaquil. Bol. de Estudios Geológicos, No.1. Servicio Nacional de Geología y Minería.

HOFFSTETTER R. (1956) Lexique Stratigraphique International, Vol. V, América Latina. Fascículo 5a, Ecuador. Centre Ntnl. de la Recherche Scientifique, París.

MERCHANT S. (1961) A photogeological analysis of the structure of the western Guayas Province Ecuador; with discussion of the stratigraphy and Tablazo formation, derived from surface mapping. Q. Jnl. geol. Soc, 117, pp, 215-232.

OLSSON A. A. (1931) Contributions to the tertiary paleontology of northern Perú. Pt 4. The Peruvian Oligocene. Bull. Am. Pal., 17 No 63, pp, 100-264

OLSSON A. A. (1942) Geology of Northwestern South America. Proc. 8th Amer. Soc. Congr. Washington 4.pp. 401-416.

SENN A. (1940) Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of Antillean-Caribbean region. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 24, pp, 1548-1610

SHEPPARD C. (1927) Observations on the Geology of the Santa Elena Peninsula. Ecuador, South America. Jnl. Inst. Petrol. Techn., 13. pp. 424-461.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Instituto Francés del Petróleo y Servicio Nacional de Geología y Minería

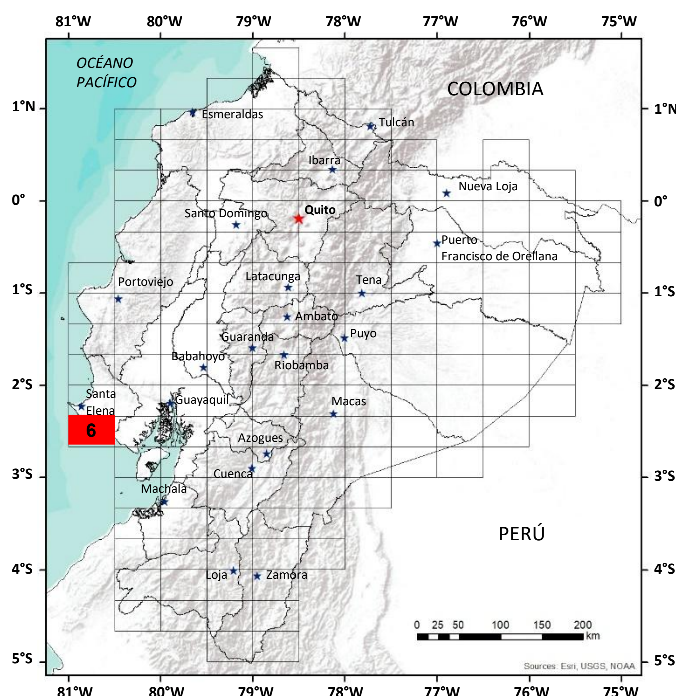
SMITH J. A. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito. Dir. Min. Petrol. Minist. Econ. Quito.

STAINFORTH R. M. (1948) Applied micropaleontology in coastal Ecuador. Jnl. Paleont., 23, pp. 156-160.

THALMANN H. E. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bull. Am. Assoc. Petro. Geol. 30 p.p. 334-347.

TSCHOPP H. J. (1948) Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Ass. Suisse Geol. Ing. Petrol. 15, No. 48, pp. 14-45.

WILLIAMS M. D. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito Dir. Min. Petro. Minist. Econ. Quito.



HOJA GEOLÓGICA-6
CHANDUY (1974)

INTRODUCCIÓN

El área abarcada por la Hoja de Chanduy se ubica en la parte central de la Plataforma de Santa Elena y llega hasta el borde occidental de la Cuenca Progreso. La Falla de la Cruz, de dirección NNW-SSE, separa la Plataforma de la Cuenca. La vegetación en las zonas altas (Cerro Chanduy) es abundante, tipo montaña, mientras que en las bajas (Engunga) es semidesértica. Casi todos los caminos son de verano, intransitables durante el invierno.

GEOLOGÍA

Los paquetes de rocas sedimentarias presentes en esta zona cubren el intervalo geológico comprendido entre el Paleoceno y el actual.

Grupo Azúcar (Pc_1-E_2) (Paleoceno-Eoceno medio): Definido en los alrededores de los Cerros de Azúcar (463-512) según Smith (1947). Según los geólogos del I.E.P.C (International Ecuadorian Petroleum Company), está constituido por tres unidades fundamentales que han originado la siguiente subdivisión: Estancia (inferior), Chanduy (intermedia) y Engabao (superior). Las unidades inferior y superior tienen una composición litológica muy semejante y, básicamente, están constituidas por una alternancia de areniscas gruesas, medias y finas con lentes de conglomerados (los elementos son sobre todo cuarzo y cherts) y niveles de arcilla detrítica y arcilla arenosa. La unidad intermedia consiste sobre todo en conglomerados, areniscas, cuarzosas muy gruesas y estratos delgados de arena. Los conglomerados de Chanduy descansan sobre la Estancia en discordancia angular local. En ausencia de la Formación Chanduy no se pudo distinguir las Formaciones Estancia y Engabao. Por esta razón se han mapeado solamente como grupo. Los sedimentos del Grupo Azúcar están plegados, fallados y fracturados. La edad del Grupo se extiende desde el Danense hasta la parte baja del Eoceno Medio según Thalmann (1946). El espesor máximo probado del Grupo es de 2265m (pozo A.E.O.L. No. 792 en la Hoja de Santa Elena al Norte).

Grupo Ancón ($E_{2\text{-}3}$) (Eoceno Medio a Superior): Definido en las quebradas Socorro (154-430) y Seca (178-414) en el campo petrolero de Ancón, por los geólogos del I.E.P.C (Williams, 1947). Mientras unos autores dividen el grupo en dos Formaciones (Socorro y Seca), otros lo hacen en tres (Clay Pebble Beds, Socoro y Seca). Las diferencias litológicas se observan sólo en los lugares de definición y en pozos. Se ha cartografiado como grupo sin diferenciar las unidades. El grupo está constituido por interestratificaciones de areniscas, arcillitas, limolitas y lutitas que varían de color azul a plomo. Es frecuente encontrar turbiditas y vetillas de yeso. Los sedimentos están afectados por tectonismo intenso.

El contacto con el Grupo Azúcar subyacente presenta una disconformidad angular determinada por las diferentes perforaciones. En esta Hoja el contacto entre los dos grupos está cubierto por la Formación Tablazo. Los estudios micropaleontológicos realizados por Stainforth (1948) ubican al Grupo Ancón entre el Eoceno Medio y el Eoceno Superior. Según Colman (1970) la edad es eocénica superior. El espesor máximo es de 1913m (pozo Centinela 1 de A.E.O.L. (238-608) en la Hoja de Santa Elena).

Formación Zapotal (E_3-O_1) (Eoceno Superior-Oligoceno Inferior): Referido como "Zapotal Sandstones" por Olsson (1931) y como Formación en el mismo sentido por Gubler y Ortynski (1966). Esta Formación no aflora en la Hoja, pero ha sido localizada en el pozo Zapotal No. 1 al Norte (Hoja de Santa Elena), con una potencia de 436m y en el pozo Rodeo al Este, con una potencia de 230m (Hoja de Estero Salado).

Formación Tosagua (O_2-M_2) (Dos Bocas) (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): Definida por los geólogos del I.E.P.C (Williams, 1947). Su localidad tipo es el pueblo de Tosagua (890-171). La Formación Dos Bocas fue definida en los cortes de la desmantelada vía férrea, cercanos a la población ahora abandonada de Dos Bocas (552-450). Dadas las similitudes litológicas y de fauna de las formaciones Tosagua y Dos Bocas, se propone unificarlas bajo el nombre único de Tosagua. La litología de esta Formación está representada por arcillas café-chocolate en bancos centimétricos a decimétricos, con estratos lenticulares de arenisca brechoidal e intercalaciones de vetillas de yeso. Es característica en esta Formación la presencia de concreciones dolomíticas. El contacto con la Formación Zapotal es gradual.

Estudios micropaleontológicos realizados por Sigal (1968) dieron a la Formación Tosagua una edad entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior.

En el pozo Zapotal 1 (513-559), al Norte de la Hoja, se reconoció 220m de la Formación y, en el pozo Rodeo 2 (606-410), al Este, 677m. Se cree que hay un espesor erosionado de 725m de la Formación dentro de la Hoja.

Formación Tablazo (P) (Pleistoceno): El nombre ha sido tomado de las terrazas marinas del noroeste del Perú. Senn (1940) fue el primero en aplicar la designación "Formación Tablazo" del Perú al Ecuador. En esta Hoja, la Tablazo se presenta con una facies esencialmente arenosa. El material de las dunas paralelas a la línea de la costa se deriva de la Tablazo. Al noroeste de la Hoja (245-418) se localizan restos erosionados de areniscas calcáreas y conglomerados finos con megafósiles. La Tablazo se encuentra suprayacente a cualquier formación anterior. La potencia promedio es de 30m.

Depósito Coluvial (Cuaternario): Este depósito de "Piedmont" se extiende a lo largo del flanco occidental del Cerro Chanduy y está constituido, básicamente, por bloques angulosos a subredondeados de areniscas del Grupo Azúcar envueltos en una matriz arenosa.

Depósito Aluvial (Cuaternario): La naturaleza de estos materiales varía de acuerdo con la zona de aportes: arena y cantos rodados de todo tamaño provenientes del Grupo Azúcar (Río Tugaduaja, 440-327; Río Pañamao, 447-307), arena, arcilla, limo y rodados del Grupo Ancón (Río Engabao, 210-402) y de las formaciones Zapotal y Tosagua).

TECTÓNICA

La tectónica se ha polarizado hacia dos sectores: al noroeste de la Hoja donde aflora el Grupo Ancón se observa un conjunto de bloques fallados; las fallas de dirección NW-SE más antiguas han sido cortadas por fallas de dirección NE-SW más jóvenes; se nota además plegamiento de las capas. Al Noreste de la Hoja (536-400) se encuentra la Falla de la Cruz de dirección NNW-SSE que separa la Plataforma de Santa Elena de la Cuenca Progreso; constituye el elemento tectónico más importante que originó la elevación del Grupo Azúcar con el aparecimiento de los "Cerros de Estancia".

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Paleoceno y Eoceno inferior se depositaron discordantemente sobre las rocas subyacentes sedimentos detríticos del Grupo Azúcar. Es posible que la Falla de la Cruz empezara su actividad en esta edad y provocara el levantamiento de la Plataforma de Santa Elena, a la vez que se hundiría toda el área al Este de la Plataforma (Cuenca Progreso).

En el Eoceno Medio y parte del Superior, la cuenca se rellena de sedimentos del Grupo Ancón depositados discordantemente sobre el Grupo Azúcar. Fuera del Eoceno superior, y en las márgenes tectónicas de la Cuenca Progreso, aparecen sedimentos clásticos gruesos de la Formación Zapotal, que es una formación de transición del Eoceno Superior al Oligoceno Inferior. En este periodo se levantaron los sedimentos de la cuenca como consecuencia tardía de la Orogénesis Laramídica. En el Oligoceno Superior comienza la sedimentación de las lutitas laminadas con concreciones dolomíticas de la Formación Tosagua (Dos Bocas), Formación que se vuelve detrítica arenosa, continuando su sedimentación hasta el Mioceno Inferior.

No hay rocas del intervalo Mioceno Inferior-Plioceno, deduciéndose que esa época fue área positiva y que sufrió un proceso de erosión. Durante el Pleistoceno se depositaron las terrazas marinas conocidas como Tablazos.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Los afloramientos de rocas del Grupo Azúcar de fácil acceso se han convertido en canteras que proporcionan **material de construcción** (Cerro Chanduy, 412-373; Cerro Zapotal, 531-392). La Formación Tablazo al Sureste de Chanduy puede proporcionar abundante arena para la construcción, al igual que las gravas de los aluviones. Las posibilidades de **agua** subterránea son pocas, ya que la Tablazo ostenta espesores delgados y las capas impermeables subyacentes no ayudan a la infiltración. En relación con los **hidrocarburos,** al Noreste de la Hoja se localiza el campo petrolero de Ancón explotado por las compañías Anglo, Cautivo y, hoy, en parte por CEPE. El reservorio se halla en proceso de agotamiento. Las rocas-reservorio corresponden a los Grupos Ancón y Azúcar. Fuera del campo petrolero de Ancón, las perforaciones efectuadas no han dado buenos resultados.

REFERENCIAS

COLMAN J. A. R. (1970) Guidebook of the Geology of the Santa Elena Peninsula. Ecuadorian geol. and geophys. Soc.

GUBLER Y. & ORTYNSKI I. (1966) Informe geológico preliminar sobre las posibilidades petrolíferas de las cuencas sedimentarias del Ecuador. Institut Francais du Petrole. Servicio Nacional de Geol. y Minería. Quito.

OLSSON A. A. (1931) Contributions to the Tertiary paleontology of northern Perú. Pt 4. The Peruvian Oligocene. Bull. Am. Pal., 17 No 63, pp, 100-164.

SENN A. (1940) Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of Antillean-Caribbean region. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 24, pp, 1548-1610-

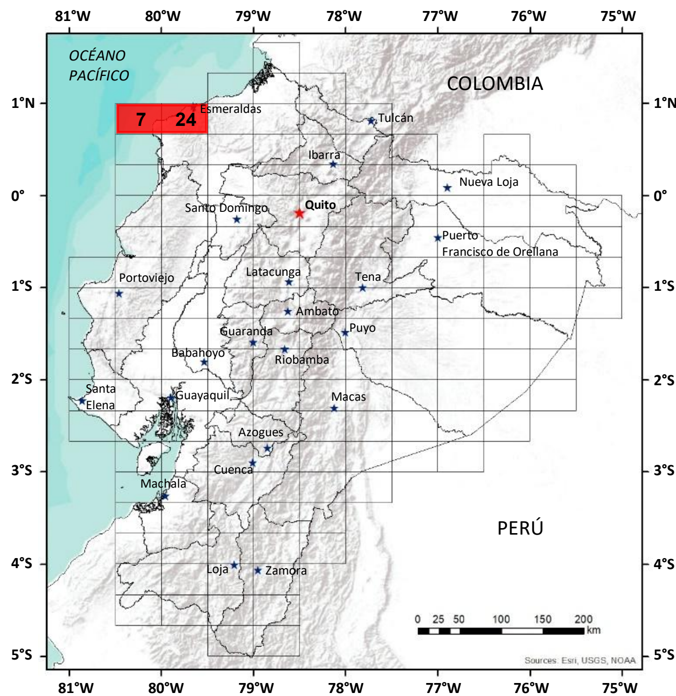
SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Instituto Francés del Petróleo y Servicio Nacional de Geología y Minería, Quito.

SMITH J. A. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito. Dir. Min. Petrol. Minist. Econ. Quito.

STAINFORTH R. M. (1948) Applied micropaleontology in coastal Ecuador. Jnl. Paleont., 22, pp. 113-151.

THALMANN H. E. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bull. Am. Assoc. Petro. Geol. 30 p.p. 337-347.

WILLIAMS M. D. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inéditos. Dir. Min. Petro. Minist. Econ. Quito.



HOJA GEOLÓGICA-7-24
ESMERALDAS Y PUNTA GALERA (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Esmeraldas (24) (con la de Punta Galera (7)) abarca una parte de la zona costanera en el Noroeste del país. El relieve es ondulado, con colinas sobre los 200m. La mayor parte de la capa de forestación tropical ha sido despejada cerca de la costa, pero tierra adentro es extensa y espesa. El área tiene una estación húmeda desde enero hasta junio, durante este tiempo todos los caminos se vuelven difíciles con excepción del Quinindé-Esmeraldas-Atacames.

GEOLOGÍA

Rocas sedimentarias terciarias y cuaternarias de edad eocénica superior hasta pleistocénica afloran en las Hojas. Se supone que éstas descansan sobre rocas básicas ígneas marinas de edad cretácica.

Formación Piñón (J-Kp) (Cretáceo): No se encuentra ningún afloramiento en la Hoja, pero fue registrada en el pozo Camarones-1, donde se perforaron 210m de la Formación, que consiste en aglomerado volcánico duro gris, y toba con una matriz clorítica suave verde. Cerca de 50m de roca brechada verde con fragmentos obscuros están expuestos en el Río Verde cerca de la Hacienda Businga al Norte de la Hoja (Savoyat y otros, 1970). Se desconoce el espesor de la Formación, pero en otras partes de la costa está considerada como el basamento de una cuenca marina y tiene un espesor superior a 2km. (Hoja de Jama (10)). En el Sur de Manabí la Formación tiene una edad cretácica (Goosens y Rose, 1973).

Formación Zapallo (Ez) (Eoceno Medio-Superior): En el pozo Camarones-1 la Formación Zapallo descansa directamente en la cima meteorizada de la Formación Piñón, aunque en el Río Verde cerca de 50m de caliza maciza brechada de Punta Ostiones, de edad eocénica media, (Savoyat y otros, 1970), separa la Formación Piñón de la Formación Zapallo suprayacente.

La Formación Zapallo consiste en lodolitas bien estratificadas con fajas delgadas de arenisca y algunas capas tufíticas blanquizcas. La roca fresca es de color verde-gris medio a obscuro y meteoriza a un crema pálido. Son comunes lentes, diques y algunas capas de chert gris obscuro-café a negro de hasta 25cm de espesor y 10m de largo, a menudo fracturados y atravesados por vetas claras de cuarzo. Se encuentran capas más gruesas, aisladas de arenisca. Un espesor de 700m está calculado para la Formación en el área del Río Calope, Puerto Libre; que se compara con el espesor mínimo de 400m medidos en el Río Verde, 4km al Este del Margen de la Hoja (Savoyat y otros, 1970). En el Camarones-1 se encontraron 367m de la Formación Zapallo. Savoyat y otros (1970) dataron a la Formación expuesta en la sección de Río Verde como Eoceno Medio a Superior.

Formación Pambil (O-Mp) (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): La Formación consiste de arena fina lajosa y lodolitas sin el chert de la Formación subyacente. Las arenas están moteadas y varían en espesor. Las lodolitas son de color habano-gris a verde gris a menudo con una red alveolar de vetas de yeso. En Mutiles (79°34’ W; 00°52’ N) dos domos de basalto de más de 40m de espesor se encuentra en la parte más superior de la Formación. El espesor de la Formación está calculado en 2000m, comparados con los 1600m medidos en Río Verde (Savoyat y otros, 1970). Savoyat y otros (1970), dan a la Formación una edad oligocénica. Lodolitas al Este de Mutiles (79°32’ W; 00°53’ N) dio *G. ciperoensis* Bolli y *G. venezuelana* Hedberg, que indican una edad oligocénica superior-miocénica inferior (N3/4). Las relaciones de campo indican que los domos basálticos son más jóvenes que esta edad y el tope de la Formación puede estar en el Mioceno Inferior.

Formación Viche (Mv) (Mioceno Inferior a Medio): La secuencia de lodolitas de la Formación Viche descansa con aparente concordancia sobre la Formación Pambil. Son distinguibles de la Formación subyacente por su litología más uniforme y la ausencia de areniscas lajosas. Las lodolitas tienen bandas limosas más duras o calcáreas recalcando la estratificación. La roca fresca es verde obscura-gris y meteoriza a un color habano-café. También se encuentran pocas bandas delgadas de tobas gris-claras. Los 1000m medidos en Río Verde (Savoyat y otros, 1970) están de acuerdo con el espesor calculado en el área del Río Calope. En el pozo Camarones-1 La Formación Viche y la parte inferior de la Formación Onzole suprayacente tiene un espesor combinado de 330m. La edad de la Formación es Mioceno Inferior a Medio (Savoyat y otros, 1970). Whittaker (1976) data a la Formación como N4 (Mioceno Inferior) hasta N13 (Mioceno Medio).

Grupo Daule (Mioceno-Plioceno): Bristow (1976) dividió la secuencia del Mioceno Medio al Plioceno Inferior (Grupo Daule) en tres Formaciones. La más baja, la Formación Angostura, se encuentra por toda la Hoja; está cubierta por una sucesión de lodolitas con miembros de arenisca de espesor variable, que están agrupados en la Formación Onzole, dividida en partes inferiores y superiores.

Formación Angostura (M_A) (Mioceno Medio a Superior): Las lodolitas de la Formación Viche pasan abruptamente arriba dentro de areniscas de grano grueso a medio de la Formación Angostura. Las areniscas son de color amarillo-rojizo, a menudo con estratificación cruzada y conglomerado guijarroso cerca de la base; se encuentran lentes de fósiles quebrados y completos. La formación se vuelve más fina y más uniforme hacia el Oeste donde contiene intercalaciones lodolíticas. Las areniscas pasan arriba transicionalmente dentro de la Formación Onzole en el área del Río Calope, pero en el área del Estero Tablazo al Oeste, la unión es más abrupta. El espesor de la Formación es generalmente cerca de 250m, pero cerca del Río Esmeraldas tiene solamente 40m de espesor. No contiene microfósiles que puedan usarse para datar las formaciones adyacentes, pero Whittaker (1976) sugiere una edad entre N13 (Mioceno Medio) y N17 (Mioceno Superior).

Formación Onzole (Mioceno Superior-Plioceno Inferior): La Formación consiste predominantemente de lodolitas limosas y contiene dos miembros de areniscas distintivas, que están bien desarrolladas en la parte occidental del área, pero son delgadas y llegan a ser de grano más fino al Este. La parte inferior de la Formación está definida entre la parte superior de la Formación Angostura y la base del Miembro Súa suprayacente; la parte superior de la Formación incluye los Miembros Súa y Estero Plátano y las lodolitas intermedias a suprayacentes.

La Onzole inferior (Mo) consiste de lodolitas bien estratificadas con listones de arenisca fina. La litología es indistinguible de la Formación Viche. La roca fresca es verde obscura-gris y meteoriza a un color crema-rojizo pálido. Las capas más gruesas de areniscas (79°54’ W, 00°45’N) contienen intercalaciones de grava arenosa y son en parte bioclásticas. En el Río Esmeraldas las lodolitas Onzole Inferior tienen 300m de espesor (Savoyat y otros, 1970) pero en la parte suroccidental de la Hoja son probablemente del orden de los 800m. La edad de la Onzole Inferior es Mioceno Superior (Savoyat y otros, 1970) y Whittaker (1976) lo data como N17 a N18.

La Onzole superior (Plo) consiste de dos Miembros predominantemente areniscos con lodolitas intermedias y suprayacentes, que son litológicamente similares a las lodolitas de la Onzole inferior. Las lodolitas son pobres a bien estratificadas, gris cremosas a anaranjadas-rojizas si están meteorizadas pero verde obscuro-gris si están frescas. Son comunes las fajas delgadas de arenisca media y fina, y existen capas ocasionales de arenisca café-rojiza hasta de 1m de espesor. Lentes y capas de grava arenosa gruesa y/o fragmentos lodolíticos se encuentran en todas las sucesiones sobre el Miembro Súa. Debido a su contenido alto de montmorillonita (aproximadamente 35%) las lodolitas en toda el área son propensas a los derrumbos. Al Este del espesor total de la Onzole Superior tiene un exceso de 1100m y su edad varía de N18/19 a N20 (Plioceno Inferior).

El Miembro Súa (Plo’) consiste de arenisca color anaranjado a amarillo-gris, de grano medio a fino, macizo a bien estratificado, con fajas de arenisca guijarrosa, numerosas concreciones calcáreas redondas y estratificación cruzada. Son comunes los lentes de detrito de moluscos fósiles y las intercalaciones de lodolita. La base del miembro es discordante. La edad del miembro es entre N18-N19 (Plioceno Inferior) (Whittaker, 1976). Olsson (1964), recogió moluscos del miembro y los dató incorrectamente como cerca del Mioceno Inferior. El espesor máximo está calculado en 250m al Oeste, disminuyendo a 10m al Este del Río Esmeraldas.

El Miembro Estero Plátano (Plo’’) consiste en una alternancia distintiva bien estratificada de areniscas y lodolitas medias a finas, y tiene por lo menos 300m de espesor. En la base las areniscas forman aproximadamente 80% del estrato y son de color café-rojizo pálido, de grano medio formando capas de hasta 1m de espesor con intercalaciones delgadas de lodolitas limosas de color verde. Son comunes las concreciones redondas calcáreas de hasta 25cm de diámetro. Existe una disminución gradual de las capas de arenisca hacia arriba, pero dentro de la parte superior del miembro existen por lo menos tres unidades lenticulares de conglomerados y arenas. Los guijarros en los conglomerados están bien redondeados y están compuestos de andesitas, rocas basálticas de color gris-verde, lodolita dura silicificada y chert. La edad del miembro es N19. Plioceno Inferior-Medio (Whittaker, 1976).

Formación Tablazo (Q_T) (Pleistoceno): La Formación cubre un área topográficamente plana al Sur de Punta Galera a una profundidad en exceso de 4m. Consiste de arenas deleznables horizontalmente estratificadas, de grano medio a fino y de color caqui-gris con algunas bifurcaciones de grava hacia el tope. Conchas quebradas y enteras están distribuidas en todas las arenas y en sitios están concentrados dentro de lentes. Al Norte de Manabí la Formación tiene una edad pleistocénica.

Depósitos Aluviales y Terrazas (Cuaternario): Los residuos de superficies de terraza se encuentran en el valle del Río Esmeraldas, sólo los tres niveles inferiores se indican en el mapa. El nivel más alto, cerca de 20m, sobre el río, consiste de hasta 5m de gravas guijarrosas gruesas y arenas con estratificación cruzada gris a café oscuro. El nivel principal de terraza en el área es a cerca de 7m sobre el nivel del río y cubre áreas cerca de la confluencia de los tributarios principales en el Río Esmeraldas y los valles al Oeste. Estas terrazas consisten de arena gris, media a fina con lentes variables de grava. El nivel de terraza más inferior es la extensión del actual curso del río, su área aumenta grandemente durante la estación seca cuando el nivel del río disminuye para exponer planicies anchas de grava.

ESTRUCTURA

Las rocas terciarias están débilmente plegadas con dirección NE-SW y buzamientos generalmente menores de 25°; en las rocas más antiguas en el núcleo del anticlinal de Río verde (Savoyat y otros, 1970), los buzamientos son más escarpados y las estructuras más complejas. La mayor parte de la foliación es de edad post-Plioceno Inferior pero alguna actividad tectónica puede haber ocurrido durante el Terciario Inferior. Una serie de fallas de dirección predominantemente N-S atraviesa las estructuras y la mayoría de los movimientos son verticales.

HISTORIA GEOLÓGICA

La Formación Piñón, posiblemente una secuencia del piso del océano (Goossens y Rose, 1973), forma el basamento sobre el que se acumularon los sedimentos marinos del Terciario. La litología dominante dentro de la sucesión es lodolita y la presencia de fajas delgadas de arenisca (turbiditas distales) y foraminíferos planctónicos es indicativo de acumulación en agua profunda. La actividad basáltica del Oligoceno parece ser un evento aislado. La Formación Angostura y el Miembro Súa de la Formación Onzole, consiste de areniscas con estratificación cruzada y tienen una fauna distintiva de moluscos (Olsson, 1964); son secuencias de agua poco profunda asociadas con transgresiones locales. El Miembro Estero Plátano con la concentración de capas de areniscas pobremente gradada representa un influjo rápido de turbiditas dentro de la cuenca.

La gravimetría (Feininger, 1977) indica que el eje de la cuenca principal de Esmeraldas es aproximadamente ENE, el área mapeada está por consiguiente en el flanco septentrional de la cuenca. La región ha permanecido casi estable desde el Terciario Inferior.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El pozo Camarones-1 fue perforado para la exploración de hidrocarburos en 1944, pero no se encontraron indicios. Los materiales para camino se obtienen de canteras dentro de los lentes gruesos de grava de la Formación Onzole. Bloques grandes para la construcción del muelle en Esmeraldas se obtienen de dos canteras dentro de los domos basálticos en Mutiles.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. (1976) The Daule Group, Ecuador. Newsl. Stratigr. 5.

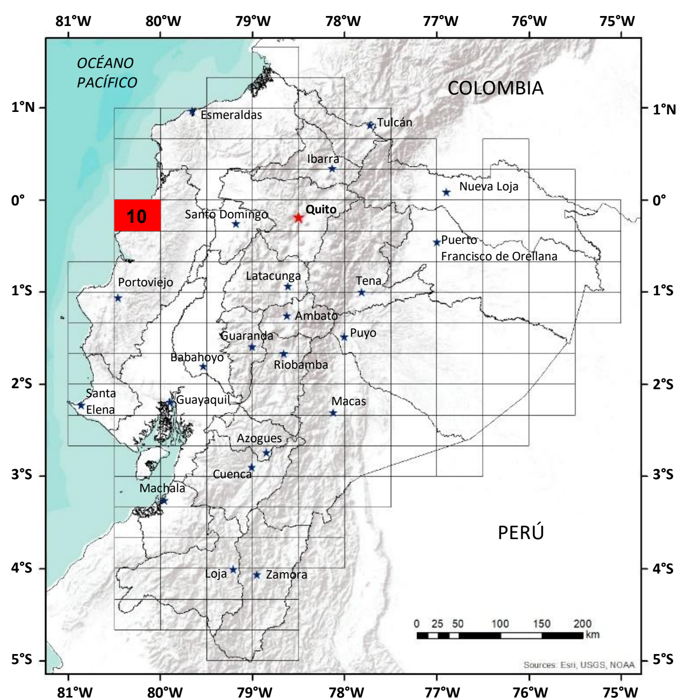
FEININGER T. (1977) Mapa de Gravimetría de Ecuador. IGM. Quito.

GOOSSENS P., ROSE W. J. (1973) Chemical Composition and Age Determination of Tholeiitic Rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. Bull. Geol. Soc. Am., 84.

OLSSON A. A. (1964) Neogene mollusks from northwestern Ecuador. Pal. Res. Inst. 1-20.

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J., GUEVARA G. (1970) Estudio general de la Cuenca de Esmeraldas. IFP y SNGM, Quito

WHITTAKER J. (1976) Report on the Planktonic Foraminifera of the Neogene Viche, Angostura and Onzole Formations, Esmeraldas Province, Northwest Ecuador. British Museum (Nat. Hist.) Londres.



HOJA GEOLÓGICA-10
JAMA (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Jama incluye parte de las colinas costaneras de la Provincia de Manabí; está dominada por las montañas de Jama de dirección NE-SW que alcanzan una altura máxima de 500m y están limitadas al Este y Oeste por colinas ondulantes más bajas. La capa de forestación tropical ha sido grandemente limpiada en los terrenos más bajos y reemplazada por hierba gruesa de pradera. La ganadería es la actividad agrícola más dominante. El área tiene una estación caliente húmeda de enero a junio y una estación más fría y más seca durante el resto del año. Los únicos caminos en el área son senderos de lodo que son impenetrables durante la estación húmeda.

GEOLOGÍA

Rocas sedimentarias terciarias (eocénicas hasta pliocénicas) y depósitos cuaternarios descansan sobre un basamento cretácico de rocas ígneas básicas y sedimentarias.

Formación Piñón (J-Kp) (¿Jurásico-Cretáceo): Esta formación, definida primeramente por Tschopp (1948), está formada principalmente de gabro con cantidades secundarias de lavas tipo "aa" y basaltos de almohadilla. En el mapa no es posible dividir la formación en miembros intrusivos y extrusivos pero las lavas están concentradas generalmente en la parte superior de la Formación. El gabro es de grano fino, macizo, de color azul obscuro-gris, a menudo con pirita finamente diseminada. Las lavas "aa" contienen fragmentos angulares de tamaño microscópico hasta de medio metro de diámetro a menudo con una matriz intersticial de hialoclastita. Las almohadillas en las lavas son generalmente de 0.75 a 1.25m al través y están característicamente colgadas sobre otras. Tienen una cubierta superficial delgada dura de hasta 4cm de espesor y a menudo se encuentran lentes de chert de color verde-gris entre las almohadillas. Debido a la ausencia de estratificación interna se desconoce el espesor de la Formación; tomando en consideración los buzamientos de la Formación Cayo suprayacente, el espesor de la Piñón tiene probablemente un exceso de 2000m. Goosens y Rose (1973) renombraron la Formación como "Complejo Básico Ígneo" y citaron edades radiométricas al Sur de Manabí. Estos varían de 110-54 Ma (Cretácico Superior a Eoceno Medio), pero son de poco valor al datar la Formación Piñón en esta área porque muchas de las muestras fueron tomadas de los volcánicos en la Formación Cayo suprayacente. Por consiguiente, la edad de la Formación es desconocida, pero es probablemente en su mayor parte Cretáceo.

Formación Cayo (K_{6-7}) (Cretáceo Superior): Esta Formación, que descansa concordantemente sobre la Formación Piñón, consiste en una alternancia de areniscas, limolitas y lodolitas con lentes de basaltos extrusivos "aa". Las areniscas son comúnmente de grano muy grueso y contienen guijarros redondos y fragmentos angulares de lodolita. Están pobremente seleccionadas y a menudo tienen una red alveolar anastomosada de vetas ricas en arcilla. Estas capas son probablemente depósitos asentados. Las limolitas son de color gris pálido y uniformes en litología. Mientras las lodolitas son de color gris obscuro a gris-verde con estratificación lajosa distintiva. Son comunes las capas tobáceas de arenisca y bloques de basalto porfirítico cerca de lentes bloqueados de basalto. Lentes gruesos de basaltos porfiríticos toleíticos se encuentran dentro de la Formación. Consisten de bloques angulares hasta de medio metro al través con almohadillas ocasionales. La roca es vidriosa y contiene fenocristales de labradorita y piroxeno zonado. En la costa cerca de Punta Prieta existen tres cuellos pequeños de basalto fracturado bloqueado que cortaron y rompieron bruscamente los sedimentos adyacentes. El espesor de la Formación tiene probablemente un exceso de 1500m. Bristow (1975) revisó los datos anteriores de la Formación y estableció una edad senoniana-maestrichtiana.

Formación San Eduardo (E_2) (Eoceno medio): La Formación es una caliza bioclástica que varía en espesor desde 0-2m y yace discordantemente sobre la Formación Cayo. Tiene una base nodular pobremente estratificada, rica en Discocyclina y Litotamnia, en asociación con Briozoa, equinodermos, lamelibranquios y ostrácodos. Pasa arriba en una caliza recristalizada de estratificación cruzada. Sigal (1969) data a la Formación cerca de Punta Blanca (80°12' W, 00° 07' S) como Eoceno medio.

Formación Punta Blanca (E_{2-3}) (Eoceno Medio a Superior): Esta Formación está compuesta de lodolita o argilita bien estratificada, deleznables de color blanco-cremoso a gris. Son comunes las capas y nódulos alargados de color verde olivino a café gris en partes de la Formación particularmente en asociación con capas de limolita gris que están sobre los 30cm de espesor y tienen estratificación interna cruzada.

Las lodolitas son ricas en diatomeas, radiolarios y espículas. Faucher y otros (1968) describen a las lodolitas como tobáceas y midieron un espesor máximo de 1000m de esta Formación en Río Rambuche; Sigal (1969) lo data como Eoceno Medio a Superior.

Formación Tosagua (O_2-M_2) (Oligoceno Superior-Mioceno Medio): Esta Formación descansa con aparente concordancia sobre la Formación Punta Blanca excepto en el área del Río Rambuche (80° 17’ W, 00° 19’ S) donde está desarrollado un miembro grueso, clástico y basal de 300m de espesor, formado de conglomerados, areniscas y limolitas con calizas (Faucher y otros, 1968). Pasa arriba dentro de lodolitas bien estratificadas de color café pálido a crema con capas limosas delgadas. Son frecuentes las variaciones ligeras en color y litología y localmente es común una fase más silícea. Capas de areniscas tobáceas de hasta 50cm de espesor se encuentran en toda la Formación, especialmente en la parte superior. La Formación tiene cerca de 1000m de espesor (Faucher y otros, 1968). Sigal (1969) da a la Formación una edad oligocénica superior a miocénica inferior, pero Bristow (1976) sugiere que su límite superior puede ser Mioceno Medio basal (N9) (Blow, 1969).

Grupo Daule (M_3 a Pl + M_3) (Mioceno Medio-Plioceno): Bristow (1976) dividió al Grupo en tres Formaciones que en orden ascendente son: Angostura, Onzole y Borbón. En el mapa el grupo no está subdividido al Oeste de las Montañas de Jama debido a la escasez de datos paleontológicos, pero se cree que las tres Formaciones afloran en esta área.

Formación Angostura (M_3) (Mioceno Medio): Esta formación varía en espesor de cero a cerca de 25m al Oeste de las Montañas de Jama y probablemente excede de 300m al Este de las Montañas de Jama alrededor de Convento. Al Oeste descansa con discordancia sobre la Formación Tosagua y consiste de arena gruesa verde-gris con lentes de conglomerado y capas delgadas de limo gris-crema. Inmediatamente al Este de las Montañas de Jama existen relictos pequeños de grava guijarrosa que pasa arriba dentro de areniscas finas de color gris. El afloramiento principal al Este consiste de arenisca lajosa de grano medio a fino con intercalaciones ocasionales de limolitas delgadas. Son comunes los moluscos. En esta área la discordancia con la Formación Tosagua subyacente es ligera. Bristow (1976) da a la Formación una edad miocénica media (N9).

Formación Onzole ($M_{3\text{-}4}$) (Mioceno Medio a Superior): La ocurrencia de la Formación Onzole al Oeste de las Montañas de Jama está confirmada por la fauna encontrada en una lodolita limosa verde-gris de Punta-Cabuyal. La lodolita contiene *Pulleniatina primalis* que está restringida a las Zonas N17-N20 y es característica de agua profunda que indica afinidades con la Formación Punta Gorda (Formación Onzole más superior) de la Provincia de Esmeraldas. Esta litología también ha sido encontrada cerca de Punta Ballena. La Formación, que está pobremente expuesta tierra adentro, consiste de limos meteorizados desmenuzados blancos, arenas finas, lentes ocasionales de arena gruesa y algunas lodolitas delgadas. Se desconoce el espesor de la Formación, pero es probablemente del orden de unos cientos de metros. Bristow (1976) da a la Formación una edad miocénica media (N9) a miocénica superior (N17).

Formación Borbón (M_4-Pl) (Mioceno Superior-Plioceno): En Punta Cabuyal y Punta Blanca la lodolita Onzole gris-verde está suprayacida directamente por una arenisca calcárea, gruesa, con estratificación cruzada que está tomada como la base de la Formación Borbón. Este horizonte tiene cerca de 3m de espesor y contiene guijarros redondos de hasta 8cm de chert, basalto, arenisca y fragmentos conchíferos de ostras de hasta 25cm de largo. Pasa abruptamente dentro de una sucesión (sobre los 50m de espesor) de arenas y limos con estratificación cruzada con lentes más gruesos ocasionales. Pilsbry y Olsson (1941) describen los estratos expuestos al Suroeste de Punta Ballena como la “Formación Jama”. Lo dividen en un número de zonas y los dataron como Plioceno en las bases de los moluscos. La evidencia micropaleontológica mencionada arriba indica que la “Formación Jama” es equivalente a una parte de la Formación Onzole y de la Formación Borbón como definió Bristow (1976), quien data a la Formación Borbón como Mioceno más superior (N17) a Plioceno.

Formación Tablazo (Q_T) (Pleistoceno): La Formación Tablazo consiste de terrazas, de cerca de 30m de espesor, que descansan sobre la topografía ondulante de las formaciones más antiguas. Discordancias espectaculares entre el Tablazo y la Formación Punta Blanca se encuentran en el arrecife costanero. Tiene una base con muchos bloques de hasta 8m de espesor que pasa arriba dentro de arenas horizontalmente estratificadas, de color amarillo pálido-gris, a café y limos. Concreciones carbonáticas se encuentran cerca de la base de la Formación. Cerca de Punta Blanca (80° 12’ W, 00° 07’ S) se encontró una mandíbula rota de Mastodonte de edad pleistocénica 3km al Sur-Suroeste (80° 20’ W, 00° 12’ S) de Punta Ballena se sabe que las arenas y limos del Tablazo están descansando sobre las arenas y limos del Grupo Daule por la presencia de *Cantharus elegans* (Gray), *C. lautus* (Reeve), *Thais (Stramonita biserialis* (de Blainville), *Astraea Uvanilla) bushi* (Philippi), *Tegula Agathistoma* cf. *Picta* (McLean) en Tablazo. Litológicamente las dos unidades son muy similares y no ha sido posible dividirlas. Tierra adentro la mayor parte de la Formación Tablazo ha sido erodada y ha dejado un depósito residual de arenas y grava pobremente estratificadas.

Depósitos Aluviales (Holoceno): Depósitos gruesos de limos aluviales, arenas y algunas gravas se han acumulado en el Río Jama y éstos están bien expuestos en los meandros cortados hasta 10m dentro de los depósitos, al Oeste de Jama.

ESTRUCTURA

La dirección estructural del área es aproximadamente NNE-SSW que es paralela a las Cordilleras de los Andes a unos 150 km al Este. El plegamiento produjo una estructura anticlinal prominente que se extiende al Norte y Sur conteniendo estratos mesozoicos en su núcleo. Los buzamientos dentro de los estratos mesozoicos son escarpados, pero el estrato más joven que el Mioceno está colocado en pliegues abiertos. Toda el área está intensamente fallada, las fallas más grandes generalmente tienen una dirección NNE-SSW. La topografía actual es el resultado de bloques fallados de estratos resistentes del Mesozoico en yuxtaposición con sedimentos más suaves del Terciario. La mayoría de las fallas cortan los sedimentos del Terciario tardío y son probablemente de edad pliocénica o más joven, y asociadas con el alabeamiento hacia abajo al Este.

HISTORIA GEOLÓGICA

La actividad volcánica submarina en agua profunda durante el Cretáceo produjo la Formación Piñón. Como el volcanismo disminuyó la acumulación sedimentaria en un mar profundo o una fosa submarina era dominante y formó la Formación Cayo. El plegamiento y el levantamiento durante la Orogenia Laramídica permitió la erosión de las Formaciones mesozoicas. Durante la subsidencia subsecuente en el Eoceno Medio se desarrollaron las calizas de arrecife (Fm. San Eduardo) en la superficie erodada, antes de la acumulación de las lodolitas de la Formación Punta Blanca en una cuenca de agua profunda con pocos detritos clásticos. Los movimientos oligocénicos medios a tardíos permitieron la acumulación de una secuencia local clástica gruesa, en la base de la Formación Tosagua. La asociación confusa de litologías sugiere una acumulación asentada de agua profunda más que una secuencia normal de agua poco profunda. El resto de la Formación Tosagua formó una cuenca marina con influjo mínimo de detritos clásticos gruesos, pero hacia el Mioceno aumentaron las incursiones clásticas gruesas. Durante el Mioceno esta área formó parte de la cuenca sedimentaria marina de Manabí donde se depositó el Grupo Daule. Sin embargo, en tiempos pliocénicos la subsidencia principal movió de la zona costera a la Cuenca del Guayas como la Cordillera de los Andes y las Montañas Jama empezaron a levantarse. El engrosamiento hacia el Este de la Formación Angostura del Mioceno indica que el cambio principió en este tiempo. En el Pleistoceno la Formación Tablazo acumulada en condiciones marinas poco profundas a lo largo de la actual área costanera y movimientos subsecuentes lo levantaron sobre el nivel del mar.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

No se explotan minerales económicos en el área. El Instituto Francés del Petróleo realizó un estudio del área (Faucher y otros, 1968) pero no se han encontrado indicios de hidrocarburos.

REFERENCIAS

BLOW W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. In: Proc. 1st. Intern. Conf. on Planktonic Microfossils, Geneva 1967. Brönnimann, P. and Renz, H.H. (Edits). Vol 1.

BRISTOW C. R. (1975) On the age of the Cayo Formation, Ecuador. Newsl. Stratigr. Vol 4 (3)

BRISTOW C. R. (1976) The Daule Group, Ecuador. Newsl. Stratigr. 5.

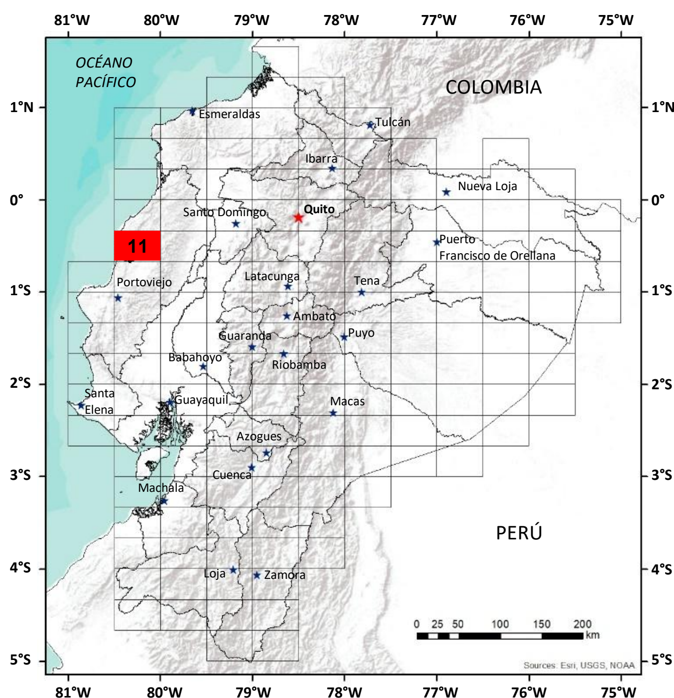
FAUCHER B. y OTROS (1968) Estudios geológicos sobre la Cuenca Sedimentaria de Manabí, Montañas de Jama-Cuaque y Región de Quindé. I.F.P y S.N.G.M. Quito.

GOOSSENS P. J. and ROSE W. J. (1973) Chemical Composition and Age Determination of Tholeiitic Rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 84.

PILSBRY H. A. & OLSSON A. A. (1941) A Pliocene fauna from Western Ecuador. Proc. Acad. Nat. Sci. Philad. Vol 93.

SIGAL J. (1969) Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des Formations sedimentaries de l'Equateur. Rev. Española de Micropaleont. Vol 1. (2).

TSCHOPP H. J. (1948) Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Ass. Suisse Geol. Ing. Petrol. 15 (48).



HOJA GEOLÓGICA-11
BAHÍA DE CARÁQUEZ (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Bahía se encuentra ubicada en la parte centro-norte de la Cuenca de Manabí, presenta dos zonas bien definidas: una muy accidentada y abrupta; la otra con una topografía suave, de colinas y elevaciones pequeñas. Toda la zona está cubierta por grandes pastizales, sembríos y de bosques característicos de zonas tropicales secas. La red vial está compuesta por carreteras de primer orden y otros caminos transitables solamente en la estación seca.

GEOLOGÍA

Afloran rocas sedimentarias e ígneas de edades que varían desde el Jurásico-Cretáceo hasta el Cuaternario.

Formación Piñón (J-K_P) (Jurásico-Cretáceo): Está compuesta por una serie de material piroclástico con intercalaciones de lavas porfiríticas doleríticas y de gabro, con brechas y aglomerados. Aflora en la parte norte de la hoja como prolongación de la Hoja de Jama donde aflora en grandes extensiones. Aquí se presenta como rocas básicas oceánicas, intercaladas con sedimentos volcánicos marinos. Su potencia es desconocida, pero se estima sobre los 3000m.

Formación Punta Blanca (E_{2-3}) (Eoceno Medio-Superior): Descrita por Olsson (1942) en la localidad de Punta Blanca, está formada por lutitas blancas y areniscas muy endurecidas, en estratos decimétricos. En la Hoja se profundiza, su mayor desarrollo alcanza en la Hoja de Jama, donde se ha estimado una potencia de 1000m.

Formación Tosagua (Oligoceno Superior-Mioceno medio): Esta Formación tiene un miembro inferior (Dos Bocas) y uno superior (Villingota). En la Hoja de Bahía se presenta más arenosa que al Sur y en ciertos lugares conglomerática. La potencia de la Formación se estima en 1800m.

Miembro Dos Bocas (O_2-M_2) (Oligoceno Superior-Mioceno Medio, base): Yace en discordancia sobre la Formación Punta Blanca, consiste de lutitas masivas en estratos centimétricos de color café chocolate en la parte sur de la Hoja (Bahía) para tornarse a limolitas y areniscas limosas de color café al Norte (Canoa, Eloy Alfaro). Su potencia se estima en 1000m.

De las muestras tomadas entre las zonas de Chone y Bahía, donde la Formación tiene su mayor desarrollo, el British Museum (Natural History) determinó la presencia de *Globorotalia Archeomenardii* que indica una edad miocénica inferior (tope) miocénica media (base), correspondiente a las zonas N8-N9 de Blow y Banner (1966).

Miembro Villingota (M_2) (Mioceno Medio): Se encuentra yaciendo sobre el Miembro Dos Bocas en forma progresiva y se presenta con lutitas tobáceas gris-blancas a café en estratos delgados, con intercalaciones de areniscas amarillas de grano medio al Sur, pasando a limolitas y areniscas finas de color crema al Norte. Las lutitas se encuentran ligeramente fosfatadas y presentan restos de peces (Suborder *characaidei).* Su potencia varía entre 0 y 800m. Estudios realizados por el British Museum (Natural History) Londres, ubica al Miembro Villingota entre el tope del Mioceno Inferior y la base del Mioceno Medio, zona N9 de Blow y Banner (1966). De las muestras analizadas se ha determinado la presencia de *Globigerina venezuelana* Hedberg, *Globigerinoides altiaperturis* Bolli, *Orbulina saturalis*, *Sphaeroidina bulloides* d'Orb. var. *Chilostomata* Galloway y Morrey, *Praeorbulina glomerosa circularis.*

Grupo Daule (Mioceno Medio-Plioceno): Definida como "Formación" con tres Miembros diferentes (Marks, 1951), Bristow (1975) correlacionó a estos Miembros con las Formaciones Angostura, Onzole y Borbón (Grupo Daule) que fueron definidas en la Provincia de Esmeraldas. Con este criterio se procedió a utilizar esta nomenclatura para los trabajos realizados.

Formación Angostura (M_3) (Mioceno Medio): Aflora en la Hoja de Bahía y se desarrolla al Norte. Se presenta con un conglomerado, formado por elementos volcánicos de la Formación Piñón y rocas sedimentarias de la Formación Cayo para luego pasar a areniscas de grano grueso a medio. Yace en discordancia sobre la Formación Tosagua. La edad de esta Formación se asume miocénica media, parte superior, considerando su situación estratigráfica; no ha sido posible ubicar zonas fosilíferas. La potencia de la Formación varía entre 0 y 300m.

Formación Onzole (M_{3-4}) (Mioceno Medio-Superior): Se presenta con arcillas y limolitas laminadas de color gris azulado y café verdoso en afloramientos no meteorizados, los niveles superiores se tornan bastante arenosos. Presenta niveles con una fauna rica en foraminíferos y moluscos. El contacto con la Formación Angostura es transicional. La potencia de la Formación varía entre 0 y 600m. Marks (1951) describe 29 especies de moluscos en la Cuenca de Manabí. Estudios micropaleontológicos realizados por el British Museum han determinado la presencia de *O. Suturdis* Bronnimann y *P. glomerosa* (Blow) *Circularis,* en la base de la Formación, corresponde a la zona N9 de Blow y Banner (1966). En una muestra tomada en el tope de la Formación se observa la presencia de: *Globorotalia cf. Plesiotumida* Blow y Banner, *G. cf. scitula* (Brady), *Orbitulina Universa* d'Orbigny y *S. subdehiscens* (Blow). Estos indican una edad miocénica media a superior, correspondiendo a las zonas N15-N18 de Blow y Banner (1966).

Formación Borbón (M_4-Pl) (Mioceno Superior-Plioceno): Olsson (1942) describió en la Provincia de Esmeraldas un corte de areniscas masivas de color azulado con algunos moluscos, que luego fueron designados como Formación Borbón (Smith, 1946). En esta Hoja la Formación se presenta con un nivel inferior de areniscas de grano medio a grueso, localmente conglomeráticos en bancos de color amarillento intercalado con algunos niveles calcáreos que contienen abundantes macrofósiles. El contacto con la Formación Onzole subyacente es transicional en el Este, pero al Oeste parece ser discordante. La potencia máxima de la Formación Borbón es de 300m. Una muestra presentó un equinodermo, determinado por el British Museum (Natural History) como *Encope tenuis* Kew, de edad típicamente pliocénica. Se considera actualmente que la Formación es de edad miocénica superior-pliocénica.

Terrazas indiferenciadas y Depósitos Aluviales (Cuaternario): Las terrazas indiferenciadas y los depósitos aluviales cubren las cuencas hidrográficas actuales; están formadas por gravas, arenas y limos. Su potencia es desconocida.

ESTRUCTURA

El anticlinal de Tosagua es el rasgo estructural característico de la zona, tiene un eje con dirección NE-SW. Es asimétrico en superficie, el flanco NW es más pronunciado que el SE. En el núcleo del anticlinal afloran los sedimentos de la Formación Tosagua y en sus flancos las Formaciones Angostura, Onzole y Borbón del Grupo Daule. Dos sistemas de fallas con dirección NE-SW y NW-SE afectan la parte NW de la hoja, dando origen a varios bloques levantados o hundidos.

HISTORIA GEOLÓGICA

Se inicia con el volcanismo oceánico jurásico-cretácico que ha servido de basamento sobre el cual se han depositado los sedimentos terciarios. Durante el Eoceno Inferior se sitúa una fase de erosión, en el Eoceno Medio se produce una transgresión marina que da origen a depositación de los sedimentos de la Formación Punta Blanca. La sedimentación prosigue durante el Oligoceno-Mioceno con la depositación de los sedimentos de la Formación Tosagua. Esta Formación está afectada por una serie de fallas, posiblemente relacionadas con la Orogenia Andina, que han dado origen a la formación de los bloques levantados y hundidos. Posteriormente continúa la sedimentación de las areniscas de la Formación Angostura (fase transgresiva), las areniscas y lutitas de la Formación Onzole, posiblemente depositadas en aguas más profundas y luego la Formación Borbón. Actualmente continúa con la formación de los depósitos superficiales.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Carece de materiales de interés que puedan ser utilizados como materia prima para ciertas industrias. Se podría pensar en la utilización de los conglomerados de la Formación Angostura como material de construcción. Se depositan arenas negras en ciertos lugares de las playas actuales.

REFERENCIAS

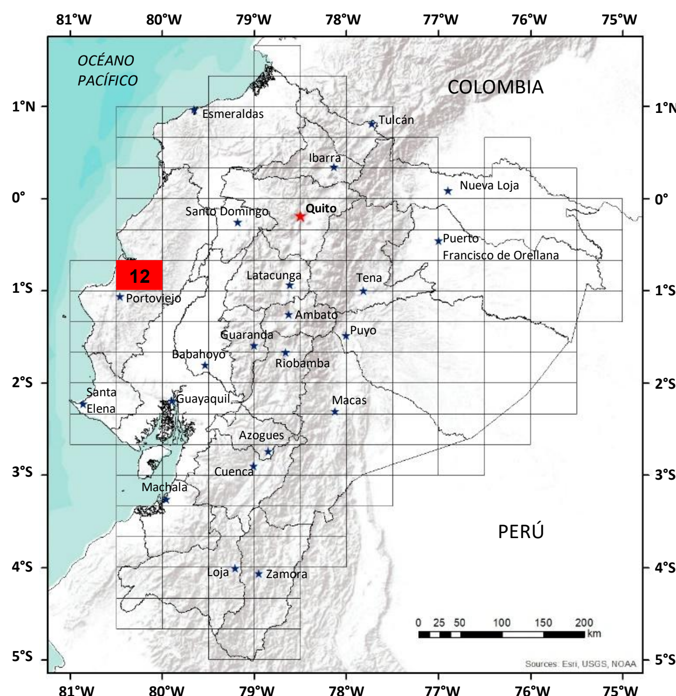
BLOW W. & BANNER F. T. (1966) The Morphology, Taxonomy and Biostratigraphy of *Globorotalia barisanensis* La Roy, *Globorotalia Johsi* Cushman and Ellisor and related taxa. Micropaleont. 12, N°3

BRISTOW C. R. (1975) On the age of the Zapotal Sands of Southwest Ecuador. Newsl. Stratigr. 4 (2).

MARKS J. G. (1951) Miocene Stratigraphy and paleontology of Southwestern Ecuador. Bull. Am. Paleont. 33 N°139.

OLSSON A. A. (1942) Tertiary deposits of Northwestern, South America and Panamá. Proc. 8th. Am. Sci. Congr. Wash. 4.

SMITH J. A. (1946) Informes Geológicos y Geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito. Dir. Min. Petro., Minist. Econ. Quito.



HOJA GEOLÓGICA-12
CHONE (1979)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Chone se encuentra en la parte central de la Cuenca de Manabí. Su topografía varía entre 0 y 520 m.s.n.m. y el área está cubierta por una vegetación tropical de tipo semi desértico en la parte central y oeste, y húmeda en el resto de la zona. Dos estaciones climáticas se presentan durante el año, tropical seco entre los meses de junio y diciembre, tropical húmedo durante los meses restantes. Carreteras de primer orden y de verano cruzan la Hoja.

GEOLOGÍA

Afloran rocas sedimentarias con edades que van desde el Eoceno hasta el Cuaternario.

Formación San Mateo ($E_{2\text{-}3}$) (Eoceno Medio-Superior): No afloran en la Hoja, se conoce solamente en el pozo Tosagua N°1 donde fue medido un espesor de 680m. Litológicamente se presenta como lutitas ligeramente calcáreas de color café obscuro en la parte superior; lutitas tobáceas masivas a estratificadas finamente, con intercalaciones de numerosos paquetes y láminas de areniscas y limolitas, presenta concreciones calcáreas en la parte media; y conglomerados con elementos tobáceos, lutitas tobáceas, lavas ácidas y básicas, cherts y lutitas calcáreas en una matriz areno-arcillosa en la parte Inferior.

Formación Tosagua (Oligoceno Superior-Mioceno Medio): Se realizó una correlación entre las Formaciones Tosagua y Dos Bocas de las cuencas de Manabí y Progreso, respectivamente y se llegó a la conclusión que los Miembros Dos Bocas y Villingota de la Cuenca de Progreso, son equivalentes a la Formación Tosagua y parte inferior de la "Formación Charapotó" (nombre ahora eliminado porque es una mezcla de dos Formaciones distintas (Bristow, 1976) de la Cuenca de Manabí, por similitud de litología, fauna y edad. Bajo estas condiciones se ha procedido a unificar la nomenclatura de las dos cuencas denominando Formación Tosagua, compuesta por tres miembros: Zapotal (solamente en la Cuenca de Progreso), Dos Bocas y Villingota (Bristow, 1975).

Miembro Dos Bocas (O_2-M_2) (Oligoceno Superior-Mioceno Medio, base). El Miembro Inferior Dos Bocas, fue definido (como Formación Tosagua) por los geólogos de la I.E.P.C en 1947. Yace en discordancia sobre la Formación San Mateo; consiste de lutitas macizas y estratificadas con estratos centimétricos de color café-chocolate, con intercalaciones de limolitas y areniscas. Abundante cantidad de yeso se encuentra rellenando las fracturas y es notable la presencia de concreciones dolomíticas y de porcelanita. La potencia parcial, observada en el pozo Tosagua 1, es 990m.

Estudios realizados por el British Museum (Natural History) determinaron la presencia de *Globigerina Praebulloides* Blow, *Globigerina venezuelana* Hedberg, *Globigerina Inmaturies*, *Globorotalia Archeomenardii* Bolli, *Globorotalia Mayeri/Siakensis*, *Globorotalia opima* Bolli, *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny *var. chilostomata* Galloway and Morrey, *Sphaeroidinellopsis* cf. *seminulina* Schwager, *Catapsydrax sp.* La presencia de *Globorotalia Archeomenardii* indica una edad miocénica inferior (tope)-miocénica media (base), zonas N8-N9 de Blow y Banner (1966), correspondiente a la parte superior del Miembro Dos Bocas.

Miembro Villingota (M_2) (Mioceno medio): Definido en parte como la "Formación Charapotó" (véase abajo). Se encuentra yaciendo sobre el Miembro Dos Bocas en forma progresiva y se presenta con lutitas tobáceas gris blancas a café en estratos delgados con intercalaciones de areniscas amarillas de grano medio. Las lutitas son frecuentemente fosfatadas, presentan restos de peces (de Suborder *characaidei*). Su potencia varía entre 0 y 800m. No se ha podido determinar la edad exacta de este Miembro. Estudios del British Museum (Natural History) Londres, dieron la edad miocénica inferior (parte superior) o miocénica media (parte inferior) (Zonas N8 o N9 de Blow y Banner, 1966), al tope del Miembro a unos 10km ESE de Bahía y 9km NE de Portoviejo (682-887), por la presencia de *Globigerina venezuelana* Hedberg, *Globigerinoides altiaperturus* Bolli, *Orbulina Suturalis*, *Sphaeroidina bulloides* d´Orbigny var; *Chilostomata* Galloway y Morrey, *Praeorbulina glomerosa Circularis*. Mills (1967) estima que la edad de una muestra en la zona de Rocafuerte corresponde a la parte superior del Mioceno Medio (zona N12 de Blow y Banner (1966)). En cambio, dataciones de la base de la Formación Onzole subyacente (véase abajo) son más antiguas.

A falta de estudios definitivos se considera al Miembro de edad miocénica inferior (parte superior)-miocénica media (parte inferior).

Formación Charapotó (Mioceno Medio-Superior): Se realizó la correlación entre el Miembro "Blue siltstone (limolitas azules) de Marks (1951) y la Formación Charapotó (véase Mapa Geológico del Ecuador (1969)). Ésta última está constituida por rocas que difieren en edad y litología: lutitas blancas laminadas y limolitas y lutitas azules. Entonces este nombre es ahora eliminado de la nomenclatura geológica del Ecuador (Bristow). Las primeras capas (lutitas blancas laminadas) han sido relacionadas por Bristow (1975; Hoja de Estero Salado (17)) con el Miembro Villingota de la Formación Tosagua en la Cuenca de Progreso, Provincia del Guayas. EL segundo grupo (limolitas y lutitas azules) corresponden al "Blue Siltstone" de Marks (1951) y se considera como parte de la Formación Onzole que va desde Esmeraldas, atraviesa la Provincia de Manabí y avanza al Sur.

Formación Onzole ($M_{3\text{-}4}$) (Mioceno Medio a Superior): La Formación se presenta con arcillas y limolitas laminadas de color azul y café verdoso en afloramientos no meteorizados, los niveles superiores van tornándose arenosos y se tiene arena y areniscas en la parte superior de la Formación. Los estratos contienen a veces una fauna rica de foraminíferos y moluscos. En el extremo este de la Hoja la litología de la parte superior de la Formación varía a limolitas y areniscas de grano medio a grueso de color blanco en estratos decimétricos a métricos con intercalación de bancos calcáreos con abundantes moluscos. Puede corresponder a un miembro superior de la Formación. El contacto con la Tosagua, en ausencia de la Formación Angostura que se desarrolla al Sur y Suroeste, es transicional. La potencia de la Formación varía entre 0 y 600m. Marks (1951) describe 29 especies de moluscos en la Cuenca de Manabí. Especies tomadas en trabajos de campo al Sur de Bahía corresponden a: *Turritella (Bactrospira) altilira* Conrad, *T. Gatunensis* Conrad, *T. abrupta* Spieker, *Polinices brunneus* (Link), *Ficus* cf. *carbasea* (Guppy) *oliva cf. peruviana* (Lamark), *Architectonica nobilis nobilis* (Roding), *Hanetia dalli* (Pilsbry y Olsson) *Neosconsia* cf. *ecuadoriana* Olsson, *Murex sp*, *Fusinus terryi* Olsson, *Scalina* cf. *ferminiana* Dall, *Persicula (Rabicea) couviana* Subsp*, nov. aff. stenygra* Woodring, *Mitra Sawinsoni* Broderip, *Cancellaria urceolata* (Hinds), *Terebra sp., Scaphander sp., Turbonilla., Acteocina sp., Piramidella (Longchaeus) sp., Dentalium sp.* Estudios micropaleontológicos realizados por el British Museum han determinado la presencia de *O. Suturdis* Bronnimann y *P. glomerosa* (Blow) *Circularis*, en la base de la Formación, corresponde a la zona N9 de Blow y Banner (1966). En una muestra tomada en el tope de la Formación se observa la presencia de: *Globorotalia* cf. *Plesiotumida* Blow y Banner, *G.* cf. *scitula* (Brady), *Orbitulina Universa* d'Orbigny y *S. subdehiscens* (Blow). Estos indican una edad miocénica medio a superior correspondiendo a las zonas N15-N18 de Blow y Banner (1966).

Formación Borbón (M_4-Pl) (Mioceno Superior-Plioceno): Olsson (1942) describió en el curso inferior del Río Santiago (Provincia de Esmeraldas) un corte de areniscas masivas de color azulado con algunos moluscos, que luego geólogos de la I.E.P.C (Smith, 1946) designaron como Formación Borbón. En esta Hoja, la Formación se presenta con un nivel inferior de areniscas de grano medio a grueso, localmente conglomeráticos en bancos de color amarillento intercalado con algunos niveles calcáreos que contienen abundantes macrofósiles. En la parte superior de la Formación predominan arcillas con intercalaciones de areniscas y limolitas. El contacto con la Formación Onzole, subyacente, es transicional en el Este, pero al Oeste parece ser discordante. La potencia máxima de la Fm. Borbón es de 300m. Marks (1951) luego de un estudio sobre los moluscos de esta Formación (el miembro "Upper calcareous"), determinó una edad miocénica media. Una muestra tomada en San Plácido (848-817, Hoja de Portoviejo (13)), presenta un equinodermo determinado por el British Museum (Natural History) como *Encope tenuis* Kew, de edad típicamente pliocénica. Se considera actualmente que la Formación es de una edad miocénica superior-pliocénica.

Depósitos coluviales (Cuaternario): Son depósitos de "piedmont" que están formados por arenas, limos, arcillas y fragmentos de formaciones preexistentes que se han desprendido de las partes altas.

Terrazas indiferenciadas y depósitos aluviales (Cuaternario): Terrazas indiferenciadas y depósitos aluviales cubren las cuencas hidrográficas actuales y están formadas por gravas, arenas y limos. Su potencia es desconocida.

ESTRUCTURA

El rasgo característico de la zona es el anticlinal de Tosagua que tiene un eje de dirección NE-SW. Es asimétrico, en superficie el buzamiento del flanco NE es de 10°, y del flanco SE de aproximadamente 3°. En el núcleo del anticlinal afloran las arcillas del Miembro Dos Bocas y sobre los flancos las lutitas tobáceas del Miembro Villingota y las limolitas de la Formación Onzole. La Formación Borbón se caracteriza por presentar una estructura casi horizontal, comienza a inclinarse débilmente en los extremos NW y SE de la Hoja, posiblemente debido a la influencia del Anticlinal de Tosagua. La presencia de porcelanita en la localidad de Cañitas (592-066), hace presumir que en esta zona quizás se encuentra un intrusivo que al ponerse en contacto con las arcillas de la Formación Tosagua ha metamorfizado estas rocas.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Eoceno Medio se inició una transgresión marina que da origen a la depositación de los sedimentos detríticos de la Fm. San Mateo. La sedimentación prosigue y se vuelve más fina durante el Oligoceno hasta el Mioceno Inferior con las lutitas del Miembro Dos Bocas, este ciclo sedimentario se determinó en el Mioceno Medio (parte inferior) con la depositación de las lutitas tobáceas del Miembro Villingota. Durante el Mioceno Medio-Superior se depositan los sedimentos limosos, probablemente en aguas profundas de la Formación Onzole. Finalmente, durante el Mioceno Superior y Plioceno se depositan los sedimentos detríticos de la Fm. Borbón. Actualmente continúan formándose los depósitos coluviales y aluviales.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la zona estudiada se puede considerar los materiales que pueden tener una aplicación económica. Yeso se encuentra en fracturas y vetas, en las arcillas de la Fm. Tosagua; actualmente se explota el yeso en forma artesanal. Las lutitas tobáceas del Miembro Villingota y los bancos conglomeráticos y areniscas de la Formación Borbón pueden ser utilizados como material de construcción. Las arcillas y limolitas de la Formación Tosagua y Onzole pueden ser utilizadas en la industria cerámica, concretamente en ladrillería. La porcelanita de Cañitas actualmente se utiliza como lastre para carreteras. En cuanto a posibilidades de hidrocarburos son nulas, como se ha comprobado con el pozo Tosagua 1.

REFERENCIAS

BLOW W. & BANNER F. T. (1966) The Morphology, Taxonomy and Biostratigraphy of *Globorotalia barisanensis* La Roy, *Globorotalia Johsi* Cushman and Ellisor and related Taxa. Micropaleont. 12, N°3.

BRISTOW C. R. (1975) On the age of the Zapotal Sands of Southwest Ecuador. Newsl. Stratigr. 4 (2).

BRISTOW C. R. (1976) The Charapotó Formation Ecuador. Newsl. Stratigr. 5(2/3).

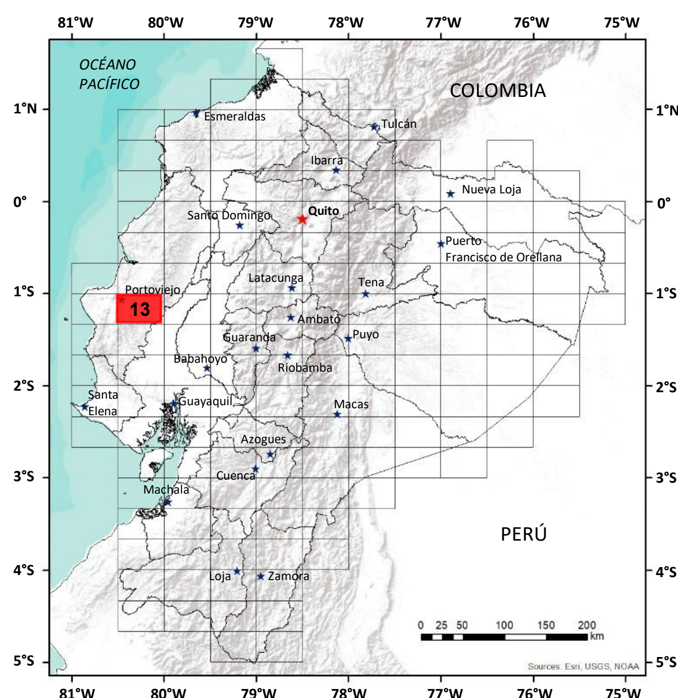
MARKS J. G. (1951) Miocene Stratigraphy and paleontology of Southwestern Ecuador. Bull. Am. Paleont. 33 N°139, pp. 271-433.

MILLS S. J. (1967) Tertiary Stratigraphy in coastal Ecuador. Informe inédito, AEOL, Quito.

OLSSON A. A. (1942) Tertiary deposits of Northwestern, South America and Panamá. Proc. 8th. Am. Sci. Congr. Wash. 4, pp. 231-287.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía Micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos, Inst. Franc. del Petrol., Serv. Nac. Geol. Min. Quito.

SMITH J. A. (1946) Informes Geológicos y Geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito. Dir. Min. Petro., Minist. Econ. Quito.



HOJA GEOLÓGICA-13
PORTOVIEJO (1975)

INTRODUCCIÓN

La zona de la Hoja de Portoviejo pertenece a la Cuenca de Manabí. La topografía varía entre 40 y 600m. El área se halla cubierta por una vegetación poco densa en el Oeste mientras en el Este es una vegetación selvática. La época de lluvias es desde enero hasta mayo. Carreteras de primer orden y de verano cruzan la zona de estudio y convergen en Portoviejo.

GEOLOGÍA

Formación Piñón (J-K) (Jurásico-Cretáceo): Constituye el basamento sobre el que se depositan todas las Formaciones terciarias. Es conocido solamente en el Pozo Santa Ana No 1, donde se estableció un espesor incompleto de 36m. Litológicamente se presenta como una lava porfirítica de color gris-verde.

Formación San Mateo ($E_{2\text{-}3}$) (Eoceno Medio-Superior): No aflora en la Hoja; se observa solamente en el Pozo Santa Ana No 1, con un espesor de 97m. Consta de un conglomerado grueso con elementos de lavas y rocas graníticas y metamórficas.

Formación Tosagua (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): Una correlación efectuada entre las Formaciones Tosagua y Dos Bocas de las Cuencas de Manabí y Progreso respectivamente, llevó a la siguiente conclusión: por similitud de litología y fauna de los miembros Dos Bocas y Villingota de la Cuenca de Progreso, son equivalentes a la Formación Tosagua y parte de la "Charapotó" (véase Formación Onzole) de la Cuenca de Manabí.

Bajo estas condiciones se ha procedido a unificar la nomenclatura de las dos cuencas quedando únicamente como Formación Tosagua, compuesta por los miembros Zapotal (solamente en la Cuenca de Progreso). Dos Bocas y Villingota (Bristow, 1975).

Miembro Dos Bocas (O_2-M_2) (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): El Miembro Dos Bocas yace en discordancia sobre la Formación San Mateo. Los geólogos de I.E.P.C lo definieron, en 1947, como Formación Tosagua. Consiste de lutitas macizas y estratificadas en bancos centimétricos a decimétricos de color café-chocolate, con intercalaciones de limolita y arena. Presenta abundante cantidad de yeso en forma de vetas y es común la presencia de lentes dolomíticos. Su potencia alcanza a 1012m en el Pozo Santa Ana No 1.

Gracias a estudios micropaleontológicos se ha llegado a determinar una edad oligocénica superior-miocénica inferior (zonas N2-N8 de Blow y Banner, 1966) con una indicación de la base del Mioceno medio (zona N9). En el ya mencionado Pozo Santa Ana No 1, se encontraron moluscos raros.

Miembro Villingota (M_2) (Mioceno Inferior): Definido en parte como la "Formación Charapotó"; (véase Formación Onzole) por los geólogos de I.E.P.C (1947). Se encuentra yaciendo sobre el Miembro Dos Bocas en forma progresiva y se presenta con lutitas tobáceas de color gris, blanco y café en capas delgadas, tipo tabletas, con algunas intercalaciones de areniscas amarillas. Las lutitas son frecuentemente fosfatadas. Presenta escamas de peces (de Suborder *Characoidei*). Su potencia alcanza a 411m en el Pozo Santa Ana No. 1.

Existen dudas sobre la edad de este Miembro. Estudios provisionales del British Museum (Natural History) asignaron una edad miocénica inferior, (zonas N8 o N9) a muestras del tope del Miembro, a unos 10km al Este-Sureste de Bahía (Hoja de Chone) y 9km al Noreste de Portoviejo (682-887), Mills, de la Anglo Ecuadorian Oilfields Ltd. (comunicación personal), cree que la edad de una muestra tomada en la zona de Rocafuerte, Hoja de Chone (12), corresponde a la parte superior del Mioceno Medio (zona N12). En una muestra tomada en el tope del Miembro, 14km al Sur de Portoviejo (577-702), se halló un foraminífero, determinado como *Globorotalia* cf. *menardii* (d'Orbigny, que correspondería a la parte superior del Mioceno Medio o parte inferior del Mioceno Superior (zonas N13-17). En cambio, dataciones de la base de la Formación Onzole, suprayacente, véase abajo, son más antiguas. A falta de estudios definitivos se considera al Miembro como de edad miocénica inferior (parte superior).

Formación Charapotó: Se realizó la correlación entre el Miembro "Blue siltstone", (limolitas azules) de Marks (1951) y la Formación Charapotó. Esta Formación está constituida por rocas que difieren en edad y litología: lutitas blancas laminadas y limolitas azules.

Bristow (1975, en impresión) correlaciona las primeras capas con el Miembro Villingota de la Formación Tosagua en la Provincia de Guayas. El segundo grupo corresponde al "Blue siltstone" de Marks. Para evitar confusiones con el nombre Charapotó, que aquí se presente discontinuada, las limolitas azules de Marks son remplazadas por la Formación Onzole, que pasa al Sur desde Esmeraldas sin interrupción por la Provincia de Manabí.

Formación Onzole ($M_{3\text{-}4}$) (Mioceno Medio a Superior): La Formación se presenta con arcillas y limolitas laminada de color azul y café verdoso en afloramientos no meteorizados, tornándose arenosa de color gris en la parte alta; las capas contienen a veces una fauna rica en foraminíferos y moluscos.

El contacto con la Tosagua, en ausencia de la Formación Angostura que se desarrolla al Sur y Suroeste, es transicional. La potencia de la Formación es 244m en el Pozo Santa Ana No. 1 y se calcula que hay 160m más que afloran en el sector del Pozo.

Moluscos encontrados al límite Este de Pozo Honda (978-797) han sido determinados por el British Museum como *Anadara sp., Eucrassatella* cf. *carrizalensis* Marks, *Corbula sp., Cansellaria sp.,* y *Conus sp.* Los estudios micropaleontológicos provisionales realizados por el mismo British Museum establecen que la edad de la Formación corresponde al Mioceno Medio hasta el Mioceno Superior (zonas N9 hasta N15 o N18).

Formación Borbón (M_4-Pl) (Mioceno Superior-?Plioceno): Olsson (1942) describió en el curso inferior del Río Santiago (Provincia de Esmeraldas) un corte de areniscas macizas de color azulado con algunos moluscos. Smith (1946) designó más tarde el nombre de Formación Borbón. En la zona de estudio la zona se presenta con un nivel inferior de areniscas de grano medio a grueso localmente conglomerático en bancos métricos de color amarillento intercalada con algunos niveles calcáreos que contienen abundantes macrofósiles. En la parte superior de la Formación predominan arcillas con intercalaciones de areniscas y limolitas, las arcillas son de color gris verdoso, en algunos lugares presentan propiedades bentoníticas (060-877). En las cercanías a Progreso (101-834) la meteorización de los niveles superiores de la Formación Borbón ha dado lugar a la Formación de suelos lateríticos.

El contacto con la Formación Onzole, subyacente, es transicional. La potencia de la Formación varía entre 100 y 300m.

Marks (1951), luego de un estudio sobre los moluscos de esta Formación (el miembro "Upper calcareous"), determinó una edad miocénica media. Una muestra tomada en la zona de estudio (848-817) presenta un equinodermo determinado por el British Museum como Encope *tenuis* Kew, *E. tenuis* es de edad típicamente pliocénica, pero es morfológicamente similar al *E. annectans* Jackson, del Mioceno inferior. También se ha encontrado *E. tenuis* en la Formación Angostura en la Provincia de Esmeraldas. Se considera actualmente que la Formación es de edad miocénica superior-pliocénica.

Formación Balzar (Pl_B) (Plioceno): En el extremo Sureste de la Hoja afloran depósitos de conglomerados, limos, areniscas y arcillas limosas en estratos horizontales. Moluscos encontrados en la Formación en las Hojas de El Empalme y Vinces al Este incluyen *Olivella sp., Terebra (Striaterebrum) sp., Pyramidella (?Longchaeus) sp., Harvella elegans* (Sow). *Northia* cf. *ecuadoriana* Olsson?, *Cardium sp* y ?*Pitar sp.,* que indican una edad pre-pleistocénica, posiblemente miocénica. Pero según su posición estratigráfica no puede ser miocénica. Entonces se considera como pliocénica. Su potencia es desconocida.

Terraza, primera (Holoceno): Terrazas formadas por conglomerados, arenas, limos, arcillas, cubren las antiguas cuencas de los ríos Portoviejo y Chico. Su potencia alcanza a 40 metros.

Depósito Aluvial (Holoceno): Está formado por depósitos de arenas y limos, que cubren la actual cuenca hidrográfica de los ríos. Su potencia está estimada en 10 metros.

TECTÓNICA

La zona que abarca la Hoja de Portoviejo no ha sufrido mayor influencia tectónica durante el Terciario, pues los estratos sedimentarios presentan una disposición igual al de su depositación. En la parte norte de la Hoja donde afloran los estratos de los miembros Dos Bocas y Villingota se nota una ligera influencia del anticlinal de Tosagua del cual estos estratos forman el flanco occidental. La base de la Borbón, en el sur del mapa, declina débilmente desde los 400m de altura en el Oeste, hasta 150m en el Este.

HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la zona se inicia con el volcanismo del Jurásico y Cretácico medio que ha servido de basamento sobre el que se han depositado los sedimentos terciaros. Durante el Eoceno inferior se sitúa una fase de erosión; posteriormente, en el Eoceno medio, se produce la transgresión marina que da origen a la depositación de los sedimentos detríticos de la Formación San Mateo. La sedimentación prosigue y se vuelve más fina durante el Oligoceno hasta el Mioceno Inferior con la depositación de las lutitas tobáceas del Miembro Villingota. Durante el Mioceno Medio-Superior se depositan las areniscas y arcillas limosas de la Formación Onzole. En el Mioceno Superior y Plioceno, se depositan los sedimentos de la Formación Borbón. Después hubo un levantamiento al Oeste y la formación de una cuenca marina al Este en que se depositó la Formación Balzar pliocénica. En el Cuaternario se produce una intensa etapa de meteorización en grandes sectores de la Formación Borbón dando como resultado la formación de suelos lateríticos. Simultáneamente se presenta un período de sumersión con el consiguiente relleno de los estuarios y valles de los ríos. Posteriormente hubo un levantamiento y una disecación del relleno para formar las terrazas. Actualmente continúa con la formación de los depósitos aluviales.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Los bancos de **areniscas y conglomerados** de la Formación Borbón pueden ser utilizados como material de construcción. Las arcillas bentoníticas y suelos lateríticos merecen un estudio especializado con el fin de determinar una posible fuente de recursos. El Miembro Dos Bocas presenta **yeso** en forma de vetillas que puede ser aprovechado por pequeños mineros.

Investigaciones sobre **petróleo** no han dado ningún resultado favorable como ser observa en el Pozo Santa Ana No. 1.

El **agua** subterránea presenta posibilidades de un entrampamiento en las terrazas y aluviones. La Formación Borbón forma un buen acuífero suprayacente a las arcillas de la Formación Onzole.

REFERENCIAS

BLOW W. & BANNER F. T. (1966) The Morphology, Taxonomy and Biostratigraphy of *Globorotalia barisanensis* La Roy, *Globorotalia fohsi* Cushman and Ellisor and related Taxa. Micropaleont. 12, N°3

BRISTOW C. R. (1975) On the age of the Zapotal Sands of Southwest Ecuador. Newsl. Stratigr. 4 (en impresión).

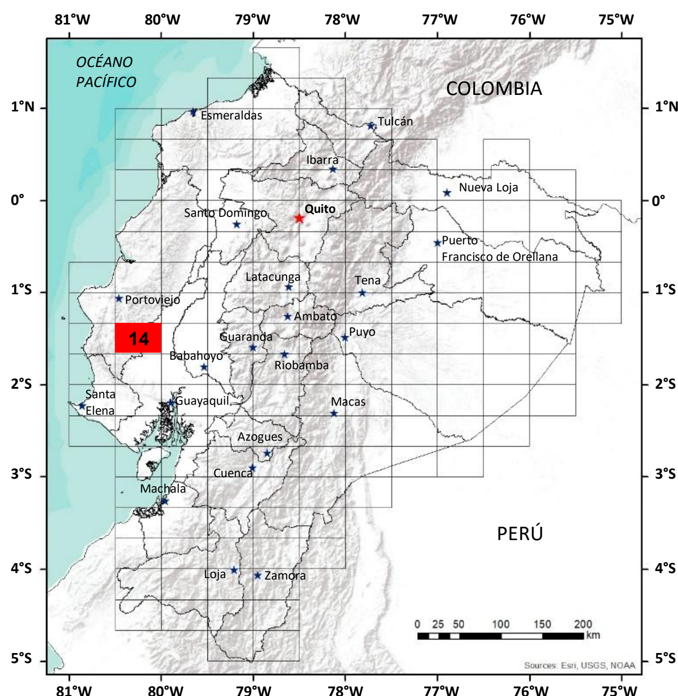
BRISTOW C. R. (1976) The Charapotó Formation Ecuador. Newsl. Stratigr. (en impresión).

MARKS J. G. (1951) Miocene Stratigraphy and Paleontology of Southwestern Ecuador. Bull. Am. Paleont. 33 N°139, pp. 271-433.

OLSSON A. A. (1942) Tertiary deposits of Northwestern, South America and Panamá. Proc. 8th. Am. Sci. Congr. Wash. 4, pp. 231-287.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía Micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos, Inst. Francés. del Petróleo, Serv. Nac. Geol. Min. Quito.

SMITH J. A. (1946) Informes Geológicos y Geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito. Dir. Min. Petro., Minist. Econ. Quito.



HOJA GEOLÓGICA-14
PAJÁN (1975)

INTRODUCCIÓN

La región comprendida en la Hoja Paján se localiza en la parte Sur de la Cuenca de Manabí. El relieve desciende hacia el Este (de 650 m. a 15 m.s.n.m.). El clima es tropical-sabana; el periodo lluvioso corresponde a los meses de febrero a abril. En invierno los caminos no asfaltados se vuelven intransitables casi en su totalidad.

GEOLOGÍA

Complejo Ígneo (J-K) (Jurásico Superior? - Cretáceo): No se encuentra aflorando, pero se lo ha ubicado en las perforaciones (Daule 1 y 2) al Este de la Hoja, de donde se concluye que el Complejo Ígneo conforma el basamento de la cuenca sedimentaria. Su potencia es desconocida.

Formación Cayo (K_{4-7}) (Cretáceo Superior): Definida por Olsson (1942) en Puerto Cayo (349-490). La Formación se halla fuera de la Hoja depositada sobre el Complejo Ígneo en capas de potencia variable. En el área se observan aglomerados de color gris y arcillas silicificadas de color verde a gris bien estratificadas que corresponden al techo de la Formación. Los sedimentos detríticos provienen en gran parte de la destrucción del Complejo Ígneo. El espesor aproximado de esta Formación es de 0 a 500m. Los estudios anteriores de micropaleontología le asignan una edad cretácica superior (Thalman, 1946).

Grupo Daule: Según Marks (1951) Las rocas miocénicas que afloran en el Sur de la Cuenca de Manabí constituyen una sola Formación, la "Formación Daule"; sin embargo, los trabajos de campo han demostrado que los tres Miembros que Marks divide a la Daule son en realidad las Formaciones: Angostura, Onzole y Borbón definidas antes del trabajo de Marks, más al Norte de la Cuenca, y por esta razón la Formación Daule está elevada al estado de Grupo.

Formación Angostura (M_3) (Mioceno Medio): Los primeros estudios fueron realizados por geólogos de la International Ecuadorian Petroleum Company (Smith, 1946; Williams, 1947). La localidad tipo se halla sobre el Río Santiago (Provincia de Esmeraldas) en la vecindad de la confluencia con el Estero Angostura.

El contacto de esta Formación con la Cayo subyacente es discordante, observándose en parte que los sedimentos toman el aspecto de roca volcánica mezclada con *Ostrea*. En esta área, la Formación presenta como niveles de arenisca fina carbonácea con macrofósiles bien preservados (Río Banchal) y areniscas gruesas mal clasificadas en bancos calcáreos, con gran cantidad de moluscos. En el Río Banchal se encontró *Anadara. sp.,? Pitar* cf. *gatunensis multifilosus* (Dall), *Hipponyx sp., Natica sp., Phalium sp., ?Antillophos sp., Cancellaria sp., Conus* cf. *multiliratus spiekeri* Olsson, *Terebra sp. Turritella sp.* La potencia varía entre 0 y 400 m.

Marks (1951) dio una edad miocénica media a su miembro y está confirmada por los estudios micropaleontológicos provisionales del British Museum, Londres.

Formación Onzole (M_{3-4}) (Mioceno Medio-Superior): En Manabí se realizó la correlación entre el Miembro "Blue siltstone" (limolitas azules) de Marks (1951) y la Formación Charapotó (véase el mapa geológico de 1: 1000000, 1969). En realidad, la Formación Charapotó está constituida por dos grupos de rocas que difieren en edad y litología: lutitas blancas laminadas y limolitas azules. Las primeras capas, incluyendo las capas de la localidad tipo, están correlacionadas por Bristow (en impresión) con el Miembro Villingota de la Formación Tosagua en la Provincia de Guayas (véase también Hoja de Estero Salado); y es el segundo grupo que corresponde al "Blue siltstone" de Marks. Por razón a la confusión con el nombre Charapotó, aquí está discontinuada y las limolitas azules de Marks. Por esta razón a la confusión con el nombre Charapotó, aquí está discontinuada y las limolitas azules de Marks son reemplazadas por la Formación Onzole que pasa al Sur desde Esmeraldas, sin interrupción, entre las limolitas azules de Manabí (véase el mapa de Canfield 1966).

El contacto con la Formación Angostura es en parte fallado, el resto normal. La Formación en el área se presenta como limolitas y limolitas arcillosas laminadas de color gris-azul en afloramientos frescos, tornándose arenosa en la parte superior (La Palmita, 733-394). Cerca de Colimes (088-983) se observan afloramientos de la Onzole que se presentan como arcillas laminadas de color café, con abundantes moldes dejados por la fauna existente. La potencia varía entre 40 y 600 m.

Según estudios micropaleontológicos provisionales del British Museum, Londres, la edad de la Formación es de Mioceno Medio hasta Mioceno Superior (zonas *Globorotalia peripheroronda - G. rotalia,* de Postuma, 1971) y corresponde a la edad deducida por Marks (1951) con los moluscos.

Formación Borbón (M_4-Pl) (Mioceno Superior-Plioceno?). Olsson (1942) describe un corte de areniscas macizas de color azulado con algunos moluscos en el curso inferior del Río Santiago (Provincia de Esmeraldas). Smith (1946) dio, más tarde, a estas capas el nombre de Formación Borbón. Su contacto con la Formación Onzole es transicional sobre unos diez metros.

En la zona, se presenta como areniscas de grano medio a grueso, de color marrón, en bancos métricos, intercalado con algunos niveles calcáreos que contienen abundantes macrofósiles. Alrededor de Guale, bancos calcáreos con *Ostrea* forman mesas planas. El espesor estimativo máximo es de 200 m.

Marks (1951) distinguió siete especies de moluscos en un sitio correspondiente a la Hoja de Pedro Carbo y asignó a esta Formación (su miembro "Upper calcareous") una edad miocénica media; sin embargo, de acuerdo con los estudios micropaleontológicos (Sigal 1968; British Museum, Londres). La edad es Mioceno Superior probablemente llegando al Plioceno Inferior.

Terrazas (Pleistoceno): Se presentan como una planicie localizada en el sector Este de la Hoja y está constituida por limos arenosos y arcillas limosas derivadas de las Formaciones preexistentes en el área. La potencia estimativa es de 60m. En el Río Banchal se distinguen dos terrazas, distinguiéndose la moderna de la antigua por diferencia de altitud.

Depósito Aluvial (Holoceno): Los materiales componentes son muy variados de acuerdo con las zonas de aporte: arena, limo y rodados en menor cantidad. En el Pozo Daule 1 (4km al Este de la Hoja) se encuentran sedimentos cuaternarios hasta la profundidad de 1123m, en contacto con el Complejo Ígneo.

TECTÓNICA

Manifiesta escasa intensidad en la zona. En el sector SW de la Hoja afloran estratos de la Cayo en el centro de un anticlinal fallado. La mayoría de las fallas presentan dirección NW-SE; de entre ellas merece destacarse la Falla Cascol que es el contacto entre las Formaciones Angostura y Onzole. La base de la Formación Borbón es casi horizontal con un nivel promedio de 200m.s.n.m.; hay un solo cambio en la parte NW, donde llega a los 400 m.

HISTORIA GEOLÓGICA

Luego del volcanismo principal (Jurásico?- Cretáceo Medio) se establece en el Cretáceo Superior la sedimentación marina con la Formación Cayo representada en los afloramientos sobre el Río Banchal (568-184).

A partir del Cretáceo Superior se presenta un hiatus de sedimentación hasta el Mioceno Medio, momento en que se depositan los sedimentos de la Formación Angostura en discordancia sobre la Cayo, para luego normalmente ser recubiertos por las limolitas y arcillas de la Formación Onzole. Finalmente se depositan sobre esta última, en concordancia, las areniscas con bancos y niveles de concha de la Formación Borbón.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las rocas de la Formación Cayo se utilizan para **material de construcción** (569-185). Con el mismo fin los bancos calcáreos de las Formaciones Angostura y Borbón pueden ser utilizados.

La zona no ofrece posibilidades **hidrocarburíferas**.

Los ríos son de escaso caudal a excepción del Río Daule en el sector SE, cuyas aguas pueden ser aprovechadas para distintos fines. Por la existencia de estructuras sinclinales menores y debido a la porosidad de las areniscas de la Formación Borbón que yace sobre las arcillas impermeables de la Formación Onzole, existen posibilidades de encontrar **agua** subterránea.

REFERENCIAS

MARKS J. G. (1951) Miocene Stratigraphy and Paleontology of Southwestern Ecuador. Bull. Am. Paleont. 33 N°139, pp. 271-433.

OLSSON A. A. (1942) Geology of Northwestern South American. Proc. 8th, Amer. Sci. Congr. Wash., 4, pp. 401-416

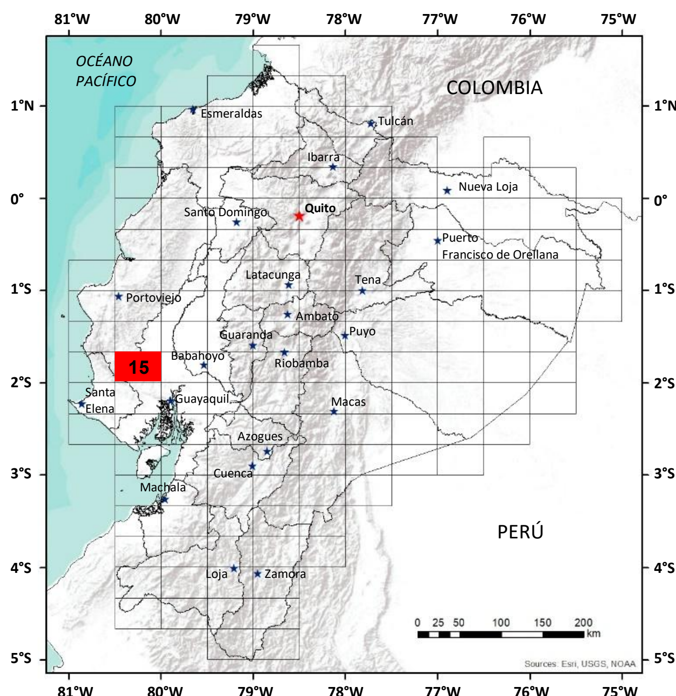
POSTUMA J. A. (1971) Manual of Planktonic Foraminifera, Elsevier.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía Micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos, Instituto Francés del Petróleo y Servicio Nacional de Geol. y Min. Quito.

SMITH J. A. (1946) Informes Geológicos y Geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito. Dir. Min. Petro., Minist. Econ. Quito.

THALMANN H. E. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 30, p. 337–347

WILLIAMS M. D. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito Dir. Min. Petro. Minist. Econ. Quito.



HOJA GEOLÓGICA-15
PEDRO CARBO (1975)

INTRODUCCIÓN

El área comprendida en la Hoja de Pedro Carbo se halla localizada en el límite de las cuencas Progreso al Suroeste y Manabí al Norte, separadas por la Cordillera Chongón-Colonche. La mayor parte de la zona está cubierta por vegetación tropical; la región al Norte y Noroeste de Pedro Carbo es seca y árida; lo restante se halla cultivado. Las vías de acceso, a excepción de la pavimentada, son solamente de verano, tornándose intransitable en la época de lluvias desde enero hasta mayo.

GEOLOGÍA

Complejo Ígneo (J-K) (Jurásico Superior?-Cretáceo): Goossens (1968). Estudios anteriores han agrupado las rocas del substratum de las cuencas cretácicas y terciarias bajo la denominación Piñón (Tschopp, 1948). Trátase en realidad de un complejo que abarca rocas de composición basáltica o dolerítica, de las cuales existen extensos afloramientos que forman una franja bastante ancha con rumbo general NW-SE en la Hoja. La potencia se estima en más de 2000m.

Formación Cayo (K_{4-7}) (Cretáceo Superior): Definida por Olsson (1942) en Puerto Cayo (349-490). La Formación se encuentra depositada discordantemente sobre el Complejo Ígneo. La parte basal es una brecha de color verde con algunas capas de coladas básicas; la parte media está constituida por grauvacas y areniscas medias a gruesas; hacia el tope de la Formación afloran arcillas silicificadas de color verde y cerca del contacto con la San Eduardo suprayacente niveles calcáreos y cherts.

La parte detrítica de la Formación proviene de la destrucción del Complejo Ígneo o de las coladas sincrónicas de la sedimentación de la Cayo. La potencia se estima en 3000m.

Los estudios micropaleontológicos de Thalmann (1946) dan una edad cenomaniana?-maestrichtiana. Sigal (1968) pensó que posiblemente la edad llega hasta el Daniense.

Formación San Eduardo (E_2) (Eoceno Medio): Definida por Landes (1944) como "caliza San Eduardo" y por Williams (1947) como Formación San Eduardo. La localidad tipo es la cantera San Eduardo (066-587) de la Fábrica de Cemento Rocafuerte. Son calizas estratificadas de carácter arrecifal y a veces turbidítico de color crema que se encuentran en contacto discordante con la Cayo subyacente. La potencia se estima entre 100 y 200m.

La edad según Stainforth (1948) corresponde a la parte inferior del Eoceno Medio.

Grupo Ancón (E_{2-3}) (Eoceno Medio a Superior): Definido por Williams (1947) en las Quebradas Socorro (154-430) y Seca (178-414) del distrito petrolífero de Ancón. Se lo considera hoy como parte del Complejo Olistostrómico de Santa Elena (Colman, 1970). El grupo está compuesto por estratos centimétricos de areniscas, arcillitas y lutitas que varían de color azul a gris. La potencia se le puede considerar en 1000m.

De acuerdo con estudios micropaleontológicos anteriores (Stainforth, 1948) la edad se enmarca entre la parte alta del Eoceno Medio y el Eoceno Superior.

Formación Tosagua: En la parte principal de la Cuenca de Progreso es posible dividir la Formación Tosagua en tres Miembros, de los cuales solamente el basal, el Miembro Zapotal, aflora en esta Hoja.

Miembro Zapotal (O_2) (Oligoceno superior): Definida como "Zapotal Sandstone" por Olsson (1931) y más luego en el mismo sentido, como Formación (Canfield, 1966). Ahora está considerado como el Miembro basal de la Formación Tosagua (Bristow, en impresión; Hoja de Estero Salado). Los afloramientos típicos se hallan en la carretera Guayaquil-Santa Elena, 3km al Este del poblado de Zapotal (509-438). El Miembro está constituido predominantemente por areniscas gruesas macizas y conglomerados que afloran al Suroeste de la zona y constituyen el contacto discordante con las formaciones subyacentes. El espesor aproximado del Miembro es de 400m.

De acuerdo con estudios anteriores del Miembro es de edad oligocénica superior (Olsson, 1931; Bristow, en impresión).

Grupo Daule: Según Marks (1951) las rocas miocénicas que afloran en la parte correspondiente a la Cuenca de Manabí constituyen una sola Formación, la "Formación Daule".

Sin embargo, los trabajos de campo han demostrado que los tres Miembros en que divide Marks a la Daule son en realidad las Formaciones Angostura, Onzole y Borbón, definidas antes del trabajo de Marks más al Norte de la Cuenca y por esta razón la Formación Daule está elevada al estado del Grupo.

Formación Angostura (M_3) (Mioceno medio): Los primeros autores fueron los geólogos de la International Ecuadorian Petroleum Company (Smith, 1946; Williams, 1947). La localidad tipo se sitúa sobre el río Santiago (Provincia de Esmeraldas) en la vecindad de la confluencia con el Estero Angostura.

Aflora en el flanco Norte de la Cordillera Chongón-Colonche y el contacto con las rocas del Complejo Ígneo subyacente es discordante. Posiblemente, la Formación Angostura es una facies litoral basal de la Onzole. La Formación se presenta en el área de estudio como areniscas amarillas, arenas de color gris azul y bancos calcáreos. La potencia es posiblemente de unos 500m. Abundan en ella los moluscos. En el Río Cascol (604-157) se encontraron: *Anadara (Cunearea) thalei* (Olsson), *Anadara sp.; Eucrassatella* cf. *berryi* Spieker, *Corbula spp., Potamides infraliratus* Spieker, *Turritella* cf. *infracarinata* Grzybowski, *Calyptraea sp., Natica sp., Cymatophos* cf., *haughti* Marks y *Conus spp.* La fauna del miembro "Basal Calcareous" de Marks fue tomada en el sector comprendido entre el Río Petingo (624-097) y un punto (667-095) 4km WNW de La Cadena.

Marks (1951) dio una edad miocénica a su miembro y está confirmada por los estudios micropaleontológicos provisionales del British Museum, Londres.

Formación Onzole (M_{3-4}) (Mioceno medio a superior): En Manabí se realizó la correlación entre el Miembro "Blue siltstone" (limolitas azules) de Marks (1951) y la Formación Charapotó (véase el mapa geológico de 1:1000000, 1969). En realidad, la Formación Charapotó está constituida por dos grupos de rocas que difieren en edad y litología: lutitas blancas laminadas y limolitas azules. Las primeras capas, incluyendo las capas de la localidad tipo, están correlacionadas por Bristow (en impresión) con el Miembro Villingota de la Formación Tosagua en la Provincia de Guayas (véase también Hoja de Estero Salado); y es el segundo grupo que corresponde al "Blue Siltstone" de Marks. Por razón a la confusión con el nombre Charapotó, aquí está discontinuada y las limolitas azules de Marks son reemplazadas por la Formación Onzole que pasa al Sur desde Esmeraldas, sin interrupción, entre las limolitas azules de Manabí (véase el mapa de Canfield, 1966).

La Formación se presenta como arcillas y limolitas laminadas de color azul y café verdoso, tornándose arenosa de color gris en la parte alta; las capas contienen a veces una fauna rica de foraminíferos y moluscos.

En el Estero Mata de Plátano (823-121) cerca de Jerusalén se encontraron: *Anadara sp., Pyrene sp., ?Antilophos spp., Cymatophos sp., Cancellaria sp., Gemmula cf vaningeni* (Brown y Pilsbry), *Conus* cf. *multiliratus* Bose, *Conus sp., Terebra sp.,* y *Dentalium* sp. Marks (1951) recogió 29 especies de moluscos en esta Formación (su miembro "Blue siltstone").

El contacto con la Angostura subyacente es fallado en parte y el resto es contacto normal, pero no se observa bien; parece ser un contacto transicional. También con la Borbón suprayacente el contacto se presenta transicional sobre unos 10m. La potencia de la Formación se la puede considerar entre 300 y 600m.

Según estudios micropaleontológicos provisionales del British Museum, Londres, la edad de la Formación es de Mioceno Medio hasta Mioceno superior (zonas N9-15 de Postuma) y corresponde casi a la edad deducida por Marks (1951) con los moluscos.

Formación Borbón (M_4-Pl) (Mioceno superior-?Plioceno): Olsson (1942) describe en el curso bajo inferior del Río Santiago (Provincia de Esmeraldas) un corte de areniscas macizas de color azulado con algunos moluscos. Smith (1946) dio más tarde le nombre de Formación Borbón a estas mismas capas.

En la zona de estudio la Formación Borbón se presenta como areniscas de grano grueso a medio, en bancos métricos y de un color amarillento, intercalada con algunos niveles calcáreos que contienen abundantes macrofósiles. Las capas calcáreas forman mesas planas al Este del área. El contacto con la Formación Onzole infrayacente es transicional. El espesor se puede estimar entre 100 y 300m.

Marks (1951) anotó siete especies de moluscos en esta Formación (su miembro "Upper Calcareous"), tomó en un punto 8km WNW de Jerusalén y le dio una edad miocénica media. Según los estudios de micropaleontología (Sigal, 1968; British Museum, Londres) la edad corresponde al Mioceno Superior probablemente llegando al Plioceno Inferior.

Terrazas (Pleistoceno): Al Oeste del Río Daule existe una franja de conglomerados, limos, arenas y arcillas limosas. Posiblemente tiene relación con la Formación Tablazo de la Costa.

Depósito Aluvial (Holoceno). El aluvión moderno de los ríos presenta una gran penillanura localizada al Este de la Hoja.

La potencia de los depósitos cuaternarios dentro de la Hoja es desconocida, pero en el Pozo Daule 1, unos 10km NNE de la Hoja, se han comprobado 1123m de sedimentos recientes encima del Complejo Ígneo.

TECTÓNICA

La tectónica en la zona se presenta bastante tranquila. Existen solamente dos fallas grandes denominadas Cascol y Nueva Fortuna. Estas tienen una dirección NW-SE, pero de hundimientos desconocidos. Hay, igualmente, otras pequeñas de diferentes direcciones, principalmente en lugares en que afloran las rocas del Complejo Ígneo. También se presenta un pequeño anticlinal cerca de la Cadena (700-086) deducido del contacto entre las Formaciones.

HISTORIA GEOLÓGICA

Se inicia en el Jurásico con los derrames volcánicos del Complejo Ígneo que forman el substratum. En el Cretáceo Superior comienza la sedimentación marina con la Formación Cayo, asociada a las coladas de composición básica. Después del Cretáceo, el umbral tectónico Chongón-Colonche, formado por rocas del Complejo Ígneo y de la Formación Cayo, emerge y separa la Cuenca de Progreso (al Sur) de la Cuenca de Manabí (al Norte).

En el área correspondiente a la Cuenca de Progreso la Formación sufrió erosión hasta el Eoceno Medio, en el cual se hallan depósitos de la Formación San Eduardo como producto de la transgresión marina. Después se depositan las arcillas y areniscas del Grupo Ancón hasta el Eoceno Superior. La fase transgresiva en el Oligoceno superior de la Formación Tosagua está representada por los conglomerados y areniscas del Miembro Zapotal que descansan con discordancia sobre las formaciones anteriores.

En el área correspondiente a la Cuenca de Manabí, el período de erosión o tal vez un hiatus de sedimentación, comprende desde el Cretáceo Superior hasta el Mioceno Medio. En el Mioceno Medio se depositan las areniscas transgresivas de la Formación Angostura; luego, en la parte superior del Mioceno Medio y en el Mioceno Superior, se depositan limos y arcillas de la Formación Onzole y finalmente, en la parte alta del mismo lapso y continuando posiblemente al Plioceno se sedimentan las areniscas calcáreas de la Formación Borbón que presenta una facies sublitoral. En el Cuaternario se depositan los terrenos productos de la erosión y denudación de los sedimentos preexistentes, por lo que se supone que en los lapsos de intensa erosión la zona Oeste era un área positiva.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las rocas del Complejo Ígneo (101-850) son utilizadas como material para construcciones, especialmente para la pavimentación de las carreteras; con idéntico fin se emplean también las arenas y gravas de los aluviones de los ríos. Los recursos hidrológicos son bastante buenos, pues, la casi totalidad de su red hidrográfica tienen considerable caudal de agua, especialmente al Este donde se encuentran los sistemas fluviales más importantes, como el Río Daule y sus afluentes. Excepciones son las zonas de Potrero de la Virgen (900-080), Cascajal (922-055) y Zamora (932 010) que son secas, pudiendo ser fácilmente irrigadas por medio de canales de riego.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. (1975) On the age of the Zapotal Sands of Southwest Ecuador. Newsl. Stratigr. 4 (en impresión).

CANFIELD R. (1966) Reporte Geológico de la costa ecuatoriana. Min. Ind. y Com. Quito.

COLMAN J. A. R. (1970) Guidebook to the Geology of the Santa Elena Peninsula. Ecuadorian geol. and geophys. Soc.

GOOSSENS P. (1968) La Geología de la Costa Ecuatoriana entre Manta y Guayaquil. Bol. de Estudios Geológicos, Servicio Nacional de Geología y Minería. No. 1. Quito.

LANDES R. W. (1944) Geología de la región sud-occidental del Ecuador. Bol. Inst. Sudamer. Petrol., 1, No. 3, pp. 191-200.

MARKS J. G. (1951) Miocene Stratigraphy and Paleontology of Southwestern Ecuador. Bull. Am. Paleont. 33 N°139, pp. 271-433.

OLSSON A. A. (1931) Contributions to the Tertiary Paleontology of Northern Perú. Pt 4. The Peruvian Oligocene. Bull. Am. Pal., 17, pp, 100-264

OLSSON A. A. (1942) Geology of Northwestern South America. Proc. 8 th, Amer. Sci. Congr. Wash., 4, pp. 401-416

POSTUMA J. A. (1971) Manual of Planktonic Foraminifera, Elsevier.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía Micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos, Instituto Francés del Petróleo, Servicio Nacional de Geología y Min. Quito.

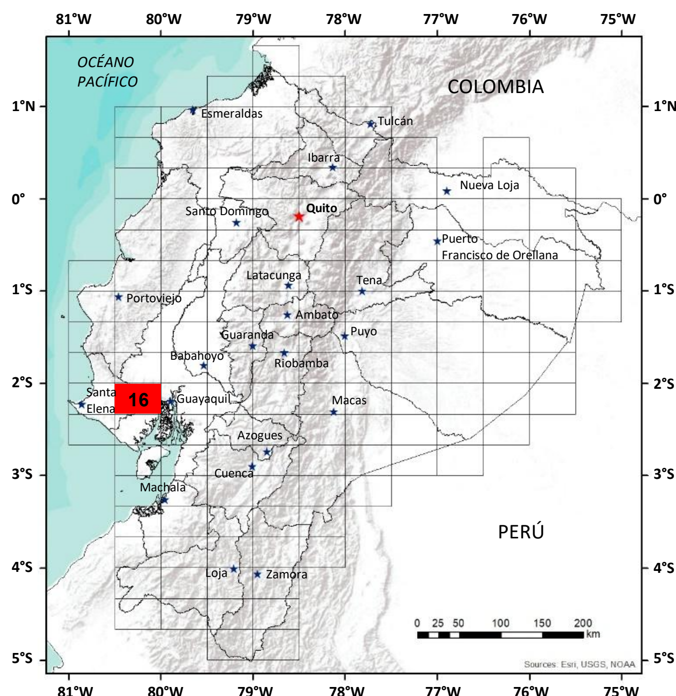
SMITH J. A. (1946) Informes Geológicos y Geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito. Dir. Min. Petro., Minist. Econ. Quito.

STAINFORTH, R. M. (1948) Applied micropaleontology in coastal Ecuador. Jnl. Paleont., 22, No. 2; pp. 113-151.

THALMANN H. E. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 30, p. 337–347

TSCHOPP, H. J. (1948) Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Ass. Suisse Geol. Ing. Petrol. 15, pp. 14-45.

WILLIAMS, M. D. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito, Dir. Min. Petrol. Minist. Econ., Quito.



HOJA GEOLÓGICA-16
CHONGÓN (1974)

INTRODUCCIÓN

La región representada en la Hoja de Chongón se halla localizada en la parte Noreste de la Cuenca Progreso. Como rasgo muy importante tenemos al Norte la Cordillera Chongón-Colonche que cruza de E a W y separa la Cuenca Manabí al Norte de la Cuenca Progreso al Sur.

El terreno es accidentado, con alturas hasta de 440m. La morfología se encuentra ligada a la tectónica y a la diferencia litológica de las Formaciones. Debido a su clima tropical-húmedo la vegetación es en general de tipo selvático. Los caminos no asfaltados casi en su totalidad se vuelven intransitables durante la época lluviosa.

GEOLOGÍA

Las potentes series de rocas sedimentarias se depositaron en la región desde el Jurásico en la parte Noreste, hasta el Mioceno Superior a medida que se aproxima al eje de la cuenca.

Complejo Ígneo (J-K) (Jurásico superior?-Cretáceo): Definido por Goossens (1968). Autores anteriores agruparon las rocas básicas del “substratum” de las cuencas cretácicas y terciarias bajo la denominación Piñón (Tschopp, 1948). Se trata de un complejo que abarca rocas de composición variada de basalto y dolerita, existiendo una gran cantidad de afloramientos en la parte Noreste de la Zona. La potencia no es conocida.

Formación Cayo ($K_{4\text{-}7}$) (Cretácico superior): Definida por Olsson (1942) en Puerto Cayo. Se encuentra depositada sobre el Complejo Ígneo en capas de potencia variable con su base formada por brecha de color verde, areniscas y vetillas de yeso en el río Bachillero (826-779); en la parte media predominan las grauvacas y areniscas medias a gruesas; y el tope está constituido por arcillas silicificadas de color verde a gris y niveles calcedónicos en el río de la Ciénaga Tapada (646-785). El espesor aproximado es de 3000m.

Los estudios micropaleontológicos anteriores le asignan una edad cretácica superior (Thalmann, 1946).

Grupo Azúcar (Pc_1-E_2) (Paleoceno inferior-Eoceno medio): El lugar de definición es Cerros de Azúcar (463-512) según Smith (1947). Está representado por areniscas bien compactas con alto porcentaje de cuarzo y cantidades menores de arcilla.

El conjunto no ha podido ser separado en sus unidades inferior (Estancia) y superior (Engabao), pues no se observan afloramientos de la serie conglomerática de la unidad media (Chanduy). El contacto de la base es por lo general fallado y muy pocas veces discordante con los terrenos del Cretáceo subyacente. La potencia varía de 0 a 2000m.

Los estudios anteriores establecen que el Grupo Azúcar se encuentra comprendido entre el Danense y la parte baja del Eoceno Medio (Thalmann, 1946).

Formación San Eduardo (E_2) (Eoceno medio): Los autores de esta Formación son los geólogos de la I.E.P.C (Landes, 1944 y Williams, 1947). La localidad tipo se encuentra en la cantera San Eduardo (066-587) de la Fábrica Nacional de “Cemento Rocafuerte”. Se halla representada por calizas estratificadas de carácter arrecifal de color gris a crema y en contacto discordante con la Formación Cayo. La potencia varía de 0 a 230m.

Stainforth (1948) atribuye a las calizas San Eduardo una edad eocénica media (parte inferior) basado en una microfauna de Discocyclinas: *Discocyclina anconensis* Barker, *Discocyclina sheppard*i Barker, *Asterocyclina aff. rutteni* Vaughan.

Grupo Ancón ($E_{2\text{-}3}$) (Eoceno Medio a Superior): Definida por los geólogos de la I.E.P.C (Williams, 1947) en las quebradas Socorro (154-430) y Seca (178-414) del distrito petrolífero de Ancón.

El Grupo ha sido dividido en dos Formaciones, diferenciándolas en esta Hoja solamente en pozos, por lo que para efectos de cartografía se lo considera como un conjunto. El Grupo está compuesto por estratos de areniscas, arcillitas, limolitas y lutitas que varían de color azul a plomo.

Se encuentran, igualmente, dentro del Grupo delgadas vetillas de yeso. El contacto, tanto con la Formación San Eduardo subyacente, como con la Formación Zapotal suprayacente, es normal. En parte donde no se encuentra la Formación San Eduardo el contacto es discordante.

Estudios anteriores de micropaleontología (Stainforth, 1948) asignan a la parte baja del Grupo Ancón una edad eocénica media y a la parte alta eocénica superior, lo que hace pensar en una equivalencia con las formaciones San Mateo y Punta Blanca (Provincia de Manabí). Colman (1970) estima que todo es eocénica superior.

El espesor de la Formación Socorro varía de 0 a 1120m y el de la Formación Seca, de 0 a 450m, o sea, el espesor del Grupo va de 0 a 1500m.

Formación Zapotal (E_3-O_1) (Eoceno Superior-Oligoceno Inferior): La Formación ha sido definida como "Zapotal Sandstone" por Olsson (1931) y en el mismo sentido como Formación por Gubler y Ortynski (1966). Los afloramientos típicos (509-438) están situados a 3km al Este del poblado de Zapotal, en la carretera Guayaquil-Santa Elena, y antes, en la vía férrea, ahora desmantelada, 1km al Norte de la carretera. La Formación tiene predominancia de areniscas gruesas macizas, con estratificaciones oblicuas; existen además bancos de conglomerados y lutitas intercaladas con moluscos y restos de plantas silicificadas. El contacto con el Grupo Ancón infrayacente es normal. La potencia tomada de las perforaciones va de 0 a 1200m.

De acuerdo con estudios anteriores la Formación está comprendida entre la parte alta del Eoceno superior y la parte baja del Oligoceno Inferior.

Formación Tosagua (O_2-M_2) (Dos Bocas) (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): La localidad tipo es la de los cortes de la vía férrea cercanos al pueblo de Dos Bocas (552-450), ahora abandonado. Por razones de litología y de fauna las Formaciones Tosagua y Dos Bocas se unifican bajo el nombre único de Formación Tosagua. Litológicamente la Formación en la zona está representada por arcillas de color café chocolate y lutitas de color blanco, considerándose a las primeras como la parte baja que es la típica Tosagua y a las segundas como la parte alta, el Miembro Villingota. Esta separación sólo es posible en la parte Suroeste y en la Hoja Estero Salado (17) al Sur. El contacto con la Formación Zapotal subyacente es gradual. La potencia según los diferentes pozos varía de 0 a 1000m.

Por los estudios micropaleontológicos anteriores (Sigal, 1968) se considera a la Formación como del Oligoceno superior hasta el Mioceno Inferior.

Formación Progreso ($M_{3\text{-}4}$) (Mioceno superior): La designación de la Formación Progreso ha sido atribuida a Coloma Silva (1939); derivando su nombre de la población de Progreso (707-342). Se la puede considerar como la Formación terciaria más joven aflorante en la Cuenca Progreso. Cubre la parte central de ésta y se caracteriza por poseer buzamientos reducidos hacia el centro de la misma. El contacto en general es discordante, más no con la Formación Tosagua con la que el contacto es transicional. Litológicamente, comenzando desde la base, la Formación consta de: arenisca blanca, arcilla de color verde, ambas con constituyentes limosos, y niveles de areniscas con conchas, de potencia variable más o menos de 1m. teniendo como base las perforaciones realizadas, puede atribuírsele a la Formación un espesor mayor de 1100m.

Apoyado en el análisis de los moluscos existentes Marks (1951) coloca a la Formación en el Mioceno Medio. Por la microfauna pobre Sigal (1968) dio una edad miocénica superior.

Depósito Aluvial (Holoceno): Los materiales componentes son muy variables de acuerdo con la zona de aportes: arena, limos y rodados en menor cantidad. Están bien desarrollados en la parte Suroeste de la Hoja, especialmente en el cauce del Río Nuevo (600-760), Estero Puerto Hondo (100-572), río Chongón (883-504), y Estero Carrizal (092-425).

TECTÓNICA

Se notan dos clases de fallas: las de dirección NW-SE que pueden ser consideradas como principales, y las de dirección NE-SW como secundarias. En general, las fallas secundarias, consideradas como las más jóvenes, desplazas a las principales. El eje sinclinal de la Cuenca Progreso pasa por la parte Suroeste de la Hoja con dirección NW-SE.

HISTORIA GEOLÓGICA

Después del volcanismo principal en el Jurásico-Cretáceo en el que se forma el Complejo Ígneo, la sedimentación marina se establece durante el Cretáceo Superior con la Formación Cayo, sincrónica de la Formación Yunguilla de la Sierra, con detríticos que provienen en gran parte de la destrucción del Complejo Ígneo basal. Está representada en sus afloramientos bien expuestos en la Cordillera de Cerro Azul donde se dibuja una charnela que separa la Cuenca Progreso de la Cuenca Manabí. Este eje, orientado en general en sentido WNW-ESE, ha permanecido como el rasgo estructural permanente de las regiones costaneras hasta los actuales momentos.

Durante el Paleoceno Inferior y Eoceno Medio se depositaron, en discordancia sobre los terrenos anteriores, sedimentos detríticos del Grupo Azúcar.

Una transgresión generalizada invade la región en el Eoceno medio con caliza arrecifal de San Eduardo. En el Eoceno Medio y Superior, la cuenca se rellena de los sedimentos del Grupo Ancón discordantes con los del Azúcar. A fines del Eoceno aparecen sedimentos clásticos gruesos de la Formación Zapotal, que es una Formación de transición del Eoceno Superior al Oligoceno Inferior. Fue en este período cuando se levantaron los sedimentos de la cuenca como una repercusión de la Orogénesis Laramídica. En la parte alta del Oligoceno Inferior comienza la sedimentación de las lutitas laminadas con concreciones dolomíticas y continúa hasta el Mioceno Inferior la sedimentación de detritos arenosos.

En el Mioceno superior se depositaron, en discordancia sobre terrenos anteriores, sedimentos que van de arcillas a areniscas con conchas, correspondientes a la Formación Progreso.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La caliza de la Formación San Eduardo es utilizada en la fabricación de cemento. El volcánico puede ser proveedor de **ripio y lastre** para carreteras. Las rocas de las Formaciones Cayo y Azúcar y los niveles calcáreos que se encuentran en la Formación Progreso pueden proporcionar material para construcción. Existen depósitos de **yeso** en el área que cubre la Formación Tosagua, los mismos que pueden ser explotados en forma manual.

Existe la posibilidad de encontrar **agua** en pozos en el centro de la Cuenca Progreso, ya que la mayoría de los ríos que nacen de la Cordillera de Chongón-Colonche bajan, en épocas de invierno, con buenos caudales. Los pozos Carrizal (615-673), Las Cañas (672-618), Daular 1 (938-445) y Daular 2 (932-439), perforados para la investigación de **hidrocarburos** no han dado muestras de existencia de este mineral.

REFERENCIAS

BARKER R. W. (1933) Notes on the Tablazo faunas of SW Ecuador. Geol. Mag, 70 pp,84-90.

COLMAN J. A. R. (1970) Guidebook to the Geology of the Santa Elena Peninsula. Ecuadorian geol. and geophys. Soc.

COLOMA SILVA E. (1939) La Minería y el Petróleo en el Ecuador. (Informe Anual 1938-1939), Quito.

GOOSSENS P. (1968) La Geología de la costa ecuatoriana entre Manta y Guayaquil. Bol. de Estudios Geológicos, No. 1, Servicio Nacional de Geol. y Min.

GUBLER Y. & ORTYNSKI I. (1966) Informe geológico preliminar sobre las posibilidades petrolíferas de las cuencas sedimentarias del Ecuador. Instituto Francés del Petróleo y Servicio Nacional de Geol. y Min. Quito.

LANDES R. W. (1944) Geología de la región Suroccidental del Ecuador. Bol. Inst. Sudamer. Petról., 1, No. 3, pp. 141-200. Montevideo.

MARKS J. G. (1951) Miocene Stratigraphy and Paleontology of Southwestern Ecuador. Bull. Am. Pal. 33, pp. 271-433.

OLSSON A. A. (1931) Contributions to the tertiary paleontology of northern Perú. Pt 4. The Peruvian Oligocene. Bull. Am. Pal., 17, pp, 100-264

OLSSON A. A. (1942) Tertiary deposits of Northwestern, South America. Proc. 8th. Am. Sci. Congr. Washington. 4, pp. 401-416.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía Micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos, Instituto Francés del Petróleo, Servicio Nacional de Geol. y Min. Quito.

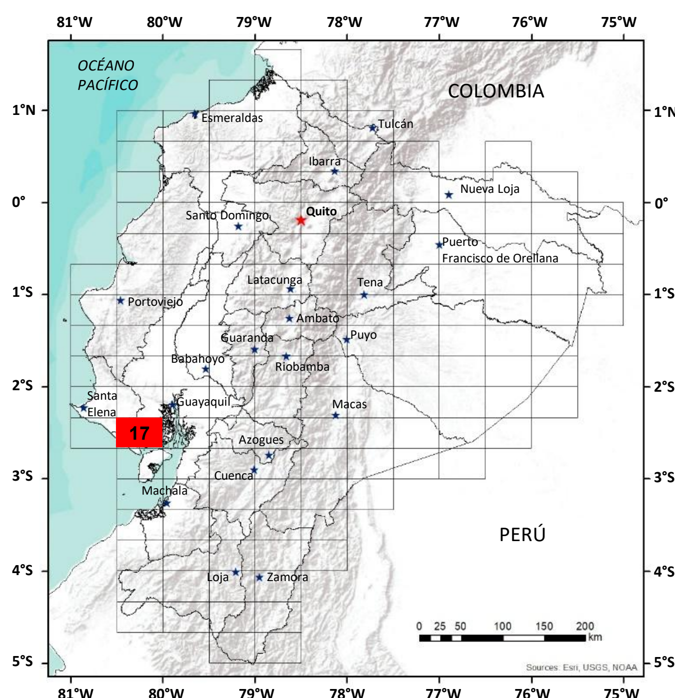
SMITH J. A. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inéditos Dir. Min. Petro., Minist. Econ. Quito

STAINFORTH R. M. (1948) Applied micropaleontology in coastal Ecuador. Jnl. Paleont., 22, pp. 113-151.

THALMANN H. E. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 30 p.p. 337-347.

TSCHOPP H. J. (1948). Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Ass. Suisse Geol. Ing. Petról. 15, pp. 14-45.

WILLIAMS M. D. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inéditos. Dir. Min. Petról. Minist. Econ. Quito.



HOJA GEOLÓGICA-17
ESTERO SALADO (1975)

INTRODUCCIÓN

La región comprendida en la Hoja de Estero Salado, en la Provincia del Guayas, forma parte de la Cuenca Progreso y limita al Oeste con los cerros Estancia que la separan de la Península de Santa Elena. Las áreas Norte y Oeste de la Cuenca son bastante onduladas, mientras al Sur y al Este el relieve se torna plano y la Cuenca se ensancha. La zona tiene un clima tropical; húmedo durante el invierno y seco en verano. Se halla cruzada por carreteras de primer orden (Guayaquil-Salinas y Progreso-Playas) y una red de caminos utilizables solamente en verano.

GEOLOGÍA

En esta zona afloran Formaciones sedimentarias cuyas edades varían entre el Paleoceno y Holoceno. Tras estudios realizados durante los trabajos de exploración y explotación petrolera, los grupos Ancón y Azúcar han sido considerados como parte del **Complejo Olistostrómico de Santa Elena** (Colman, 1970). Para mayor facilidad en las labores de mapeo sigue considerándoselos como grupos, de acuerdo con los rasgos litológicos predominantes en su superficie, sin entrar en detalles de subsuperficie.

Grupo Azúcar (Pc_1-E_2) (Daniano-Eoceno Medio): Definido en los cerros Azúcar (453-512) por Smith (1947). El Grupo Azúcar presenta tres unidades: Estancia (inferior) y Engabao (Superior), ambas con series de areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, muy endurecidas; Chanduy (intermedia) es una serie conglomerática. Durante los trabajos de campo estas unidades fueron consideradas como grupo, pues, en lugares donde no aflora la Formación Chanduy, es difícil determinar las Formaciones Estancia y Engabao debido a su similitud litológica. Generalmente se presenta muy fracturado y fallado, siendo muy difícil encontrar una sección completa. La potencia probada en el pozo Engunga 4 (604-181) es de 1285m.

Estudios realizados por Thalmann (1946) lo ubican entre el Daniano y la parte baja del Eoceno medio.

Formación San Eduardo (E_2) (Caliza de San Antonio) (Eoceno Medio): En la localidad de San Antonio, en un bloque fallado, afloran calizas de tipo arrecifal de color crema y habano con algas y foraminíferos. Su potencia varía entre 0 y 120m.

Estudios realizados por el British Museum (Natural History) de Londres en 1973, han determinado la presencia de algas *Solenomeris sp., Archaeolithothamnium lugeoni* Pfender y *Lithothamnium jaurai* Lemoine, que corresponden al Eoceno Medio. Por razones de similitud litológica y edad se considera la caliza de San Antonio como equivalente a la Formación San Eduardo.

Grupo Ancón ($E_{2\text{-}3}$) (Eoceno Medio a Superior): En esta Hoja no afloran rocas del Grupo Ancón; solamente ha sido observado en perforaciones, donde tiene espesores de 1190m (Rodeo 2), 716m (Rodeo 3), 555m (Rodeo 1) y 1054m (Bajada).

Formación Tosagua (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): Bristow (en impresión) ha mostrado que la Formación Tosagua está compuesta por tres miembros: desde abajo hasta arriba el Zapotal, Dos Bocas y Villingota. El Zapotal forma la base transgresiva de la Formación y está bien desarrollada en los márgenes de la Cuenca de Progreso, pasando hacia el centro de la Cuenca entre la facies “Las Cañas”.

Miembro Zapotal (O_2) (Oligoceno Superior): El Miembro yace con discordancia sobre el Grupo Ancón y empieza con bancos de conglomerados, siendo sus componentes: guijarros subangulares a redondeados de cuarzo, cuarcita, horsteno, argilitas y tobas, en una matriz areno-arcillosa. Las potencias del Miembro son 1089m en el Norte de la Cuenca (Pozo Daular 2, Hoja de Chongón), 793+m en el Sur (Pozo Data 1, Hoja de la Isla Puná) y en el Oeste 1027m (Pozo Rodeo 2).

Las areniscas y conglomerados en este sector no han dado una microfauna diagnóstica pero los moluscos dan una edad oligocénica superior, equivalente a la Formación Máncora del Perú (Olsson, 1931; Bristow, en impresión).

Miembro Dos Bocas (O_2-M_2) (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): La localidad tipo de Dos Bocas se encuentra en los cortes de la vía férrea desmantelada cercanos al pueblo abandonado del mismo nombre (552-450). El Miembro Dos Bocas consta de arcillas café-chocolate en bancos centimétricos a decimétricos con intercalación de vetillas de yeso. Es característica de este Miembro la presencia de lentes dolomíticos. El contacto con el Miembro Zapotal subyacente es transicional. Al Noroeste del cuadrángulo está en contacto fallado con el Grupo Azúcar. La potencia pasa de 2481m en el Pozo Santo Domingo 1 en el centro de la Cuenca.

La edad es de Oligoceno Superior hasta Mioceno Inferior (Sigal, 1968).

Miembro Villingota (M_2) (Mioceno inferior): El nombre es tomado de la estación del ferrocarril de Villingota. (El pueblo de Villingota (596-381) está encima del Dos Bocas). Está constituido por una serie de lutitas diatomáceas y arcillitas cenizosas de color blanco en estratos centimétricos a decimétricos. Presenta abundantes escamas de peces y es muy rico en microfósiles. Su potencia alcanza a 260m.

Según estudios provisionales del British Museum (Natural History), Londres, la edad es Mioceno Inferior (parte superior).

Formación Progreso (M_4) (Mioceno superior): Definida como Formación por Coloma Silva (1939), debe su nombre a la población Progreso (Gómez Rendón 707-342). Yace discordantemente sobre la Formación Tosagua. Está compuesta por areniscas, limolitas, arcillas y lutitas. Las areniscas son de grano fino y limosas, pero localmente, de grano grueso y conglomeráticas. Algunas son calcáreas y contienen una gran cantidad de moluscos; varían localmente a coquinas y forman prominentes elevaciones. Las arcillas y lutitas son comúnmente grises y verdosas, limosas, suaves y raramente carbonáceas, frecuentemente bentónicas y tobáceas. Son comunes las concreciones alargadas de limolita y estratos de coquina biostromal. Se presentan cubriendo la parte superior de algunas elevaciones; tienen espesores que varían de los 30cm a 2m; están generalmente asociadas con areniscas de grano fino. La máxima potencia probada de la Formación es de 1824m en el Pozo Bajada 1.

Marks (1951), en sus estudios de los moluscos, la asignó una edad Mioceno Medio. Actualmente se la considera como de edad miocénica superior (Sigal, 1968).

Formación Tablazo (P) (Pleistoceno): Debe su nombre a las terrazas marinas al Noroeste del Perú. Yace en discordancia sobre formaciones antiguas. Se compone de conglomerados y areniscas. Desaparecen en ella, en su totalidad, los bancos calcáreos que son característicos de la Formación en otras áreas estudiadas. La potencia varía entre 0 y 30m.

Depósitos aluviales (Cuaternario): Existen dos tipos de aluviones: de río y de estero. A los primeros corresponden depósitos que se hallan rellenando los valles de los ríos y que están formados por arenas, gravas, conglomerados no consolidados; a los segundos corresponden salitrales compuestos predominantemente de lodo y trechos de arena fina y limos que forman terrazas un poco más elevadas y secas. Estos dos grupos están en proceso de formación.

La potencia de los depósitos del río alcanza a 20m, mientras los de estero tienen una potencia desconocida.

TECTÓNICA

La zona está dividida por la Falla de la Cruz en dos áreas diferentes. El área que se encuentra al Suroeste de la Falla y que ha sido sometida a una intensa actividad tectónica, circunstancia que ha producido el levantamiento del Grupo Azúcar dando origen a los cerros de Estancia. El área, bastante extensa, que se encuentra al Este de la Falla y cuya relativa inactividad tectónica ha dado origen a pequeños plegamientos.

HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la zona se inicia con la depositación, en el área sumergida de Guayaquil, de las series detríticas del Paleoceno, productos de erosión de las áreas positivas que la limitaban, montañas de Chongón-Colonche al Noroeste y Cordillera Amotape al Sur. Movimientos tectónicos contemporáneos con sedimentación dieron origen a facies turbidíticas que se observan en el Grupo Azúcar.

En el Eoceno Medio se inició una transgresión que dio lugar a que en los flancos de los cerros de Chongón-Colonche y Estancia se depositaran los arrecifes calcáreos de San Eduardo.

En el Eoceno Superior llega a su punto máximo la fase transgresiva y en las zonas más profundas se depositan los estratos del Grupo Ancón.

Al fin del Eoceno superior el emplazamiento del Complejo Olistostrómico de Santa Elena tuvo lugar, probablemente relacionado con el levantamiento de los cerros Chongón-Colonche.

Posteriormente (Oligoceno Superior), se presentan los depósitos detríticos gruesos de la fase Zapotal que pasan arriba entre las lutitas laminadas con lentes dolomíticos del Miembro Dos Bocas. En continuación del mismo lapso de sedimentación fueron depositadas las lutitas blancas del Miembro Villingota. Después de este periodo la actividad de la Falla San Antonio dio origen al levantamiento de las calizas de San Eduardo. Posteriormente, durante el Mioceno Superior, se depositan las potentes series detríticas de carácter litoral de la Formación Progreso que cubre la Falla de San Antonio y parte de las calizas San Eduardo.

Durante el Pleistoceno se depositan los sedimentos de aguas poco profundas que cubren la Falla de la Cruz, los mismos que emergen posteriormente como la Formación Tablazo.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las rocas que conforman el Grupo Azúcar pueden ser utilizadas para la obtención de materiales de construcción.

Las **arenas** que conforman los depósitos aluviales pueden ser empleadas con el mismo fin. La **caliza** de la San Eduardo es un material de buena calidad para la industria del cemento. En esta zona se explotan los salitrales para la obtención de **sal** de uso doméstico.

Las posibilidades **hidrocarburíferas** de la zona no presentan mayor interés, ya que en perforaciones efectuadas por las empresas petroleras solamente se han obtenido indicios de gas y petróleo: Bajada 1 (765-384), Barbasco 1 (612-307), Engunga 4 (604-181), Quijano 1 (797-351), Rodeo 1, 2, 3 (556-412, 614-412, 589-408) y Santo Domingo (790-240).

Las condiciones de porosidad y permeabilidad de la Formación Progreso son favorables para la acumulación de **agua** subterránea; los estratos arcillosos de la Formación Tosagua constituirían la capa impermeable que favorecería el entrampamiento.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. (en impresión) On the age of the Zapotal Sands of southwest Ecuador.

COLMAN J. A. R. (1970) Guidebook to the Geology of the Santa Elena Peninsula. Ecuadorian geol. and geophys. Soc.

COLOMA SILVA E. (1939) La Minería y el Petróleo en el Ecuador. (Informe Anual 1938-1939), Quito.

MARKS J. G. (1951) Miocene Stratigraphy and Paleontology of Southwestern Ecuador. Bull. Am. Paleont. 33 N°139, pp. 1-163

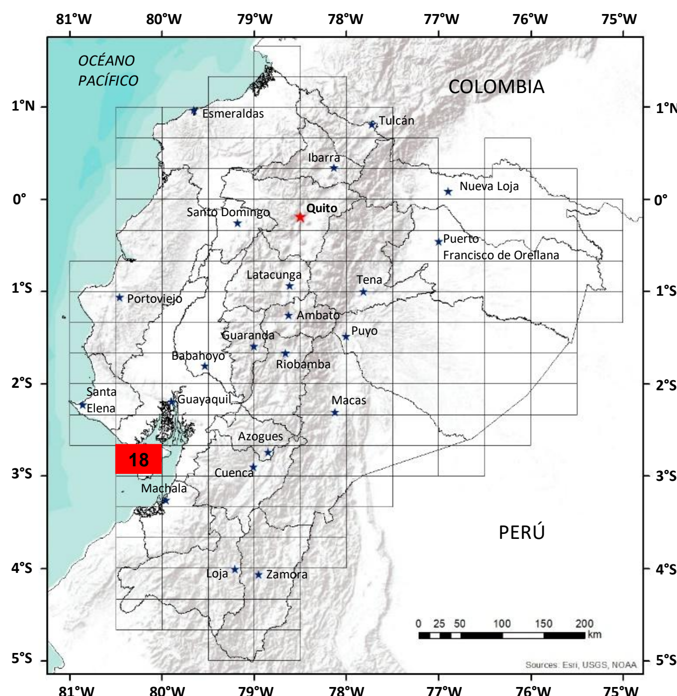
OLSSON A. A. (1931) Contributions to the tertiary paleontology of northern Perú. Pt 4. The Peruvian Oligocene. Jnl. Am. Paleont., 17 No 63, pp, 100-264

POSTUMA J. A. (1971) Manual of Planktonic Foraminifera, Elsevier.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía Micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos, Instituto Francés del Petróleo, Servicio Nacional de Geología Minería, Quito.

SMITH J. A. (1947) Informes Geológicos y Geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito. Dir. Min. Petro., Minist. Econ. Quito.

THALMANN H. E. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in western Ecuador. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 30, p. 337–347



HOJA GEOLÓGICA-18
ISLA PUNÁ (1975)

INTRODUCCIÓN

La zona de la Isla Puná se encuentra en el Golfo de Guayaquil en la desembocadura del Río Guayas y forma parte de la Cuenca Progreso. Las características morfológicas de la zona varían con relación a la geología. La parte norte presenta un terreno muy ondulado y en partes abrupto, mientas que la parte sur es, casi toda ella, plana y amplia, existiendo solamente pequeñas elevaciones. El clima es tropical, húmedo durante el invierno y seco en el verano. Las comunicaciones en la isla se efectúan por vías marítimas y terrestres; estas últimas están constituidas únicamente por caminos de herradura.

GEOLOGÍA

Formación Cayo (K_{6-7}) (Cretáceo Superior): En el Pozo Data 1 se encontraron 293m de argilitas posiblemente cretácicas. No se dispone de mayores informes sobre esta Formación en la Hoja.

Grupo Ancón (E_3) (Eoceno Superior): Los estratos entre 793 y 1261m en el Pozo Data 1 fueron clasificados como la Formación Data del Grupo Zapotal (Williams, 1947). Small (1962) los consideró como equivalentes a la Formación Seca; en la actualidad, con la restricción de la base del Miembro Zapotal a los conglomerados que empiezan a los 793m (véase abajo), se considera que la Formación Data es parte del Grupo Ancón. La microfauna de los Data Beds dio una edad eocénica superior (Cushman y Stainforth, 1951).

Formación Tosagua (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): La localidad tipo de la Tosagua es el pueblo del mismo nombre en la Provincia de Manabí. Estudios recientes han determinado que en esta parte de la Cuenca de Progreso la Formación se halla dividida en dos Miembros: un Miembro inferior, arenoso y conglomerático: el Zapotal; y un Miembro Superior, arcilloso: el Dos Bocas.

Miembro Zapotal (O_2) (Oligoceno Superior): Olsson (1931) se refirió a las areniscas de Posorja (845-010) como equivalentes a las areniscas de Zapotal que luego (Canfield, 1966) se denominaron Formación Zapotal. El Miembro yace en discordancia sobre el Grupo Ancón y se presenta con bancos de conglomerados y estratos decimétricos a métricos de areniscas endurecidas. En el Pozo Data 1, el Miembro comienza con conglomerados de la Formación Lagarto (sensu Williams, 1947), equivalente a los conglomerados de la Formación Morro al Noroeste (McLaughlin, 1956). Los conglomerados están cubiertos por areniscas que afloran en la zona Data-Posorja. La potencia del Miembro en el Pozo Data 1 alcanza a los 793m.

Las areniscas en este sector no ofrecen una microfauna diagnóstica, pero, según Olsson (1931) los moluscos dan una edad oligocénica media, equivalente a la Formación Máncora del Perú.

Miembro Dos Bocas (O_2-M_2) (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): La localidad tipo del Dos Bocas se encuentra en los cortes de la vía férrea cercanos al pueblo del mismo nombre (552-450), ahora abandonado. El contacto con el Miembro Zapotal no se observa en la Hoja, pero parece que es transicional. Litológicamente el Miembro consta de arcillas café-chocolate en bancos centimétricos. Es característico en este Miembro la presencia de lentes dolomíticos. Su potencia en la hoja es desconocida, pero, en la Hoja de Estero Salado, al Norte, varía entre 0 y 2569m (Pozo Santo Domingo 1).

Estudios micropaleontológicos realizados por Sigal (1968) asignan al Miembro Dos Bocas una edad oligocénica superior-miocénica inferior.

Formación Progreso (M_4) (Mioceno Superior): Definida como Formación por Coloma Silva (1939), toma su nombre de la población de Progreso (= Gómez Rendón 707-342). En el Pozo Lechuza 1 (923-756), la Formación Cerro Malo es equivalente a la Progreso; al menos así se la considera en la actualidad. Yace discordante sobre la Formación Tosagua. Litológicamente se presenta con areniscas calcáreas, arcillas y lutitas que contienen una gran cantidad de moluscos. Las arcillas y lutitas son comúnmente plomas a verdosas, limosas, suaves y raramente carbonáceas, frecuentemente bentoníticas o tobáceas. Son comunes las concreciones alargadas de limolita. La máxima potencia probada de la Formación es de 967m en el pozo Lechuza 1.

Marks (1951), en sus estudios de los moluscos, le asignó una edad miocénica media. Actualmente se la considera como de edad miocénica superior (Sigal, 1968).

Formación Puná (Pl_1) (Plioceno): La localidad tipo de la Formación es Punta Española (191-918), 10km al Este de la Hoja (Pilsbry y Olsson, 1941). La litología predominante es de lutitas amarillas, plomas y chocolates, con intercalaciones de limos, arenas y conglomerados. En la zona de Cerro Zambapala, al Sur, la litología consiste en limos, arenas y de grano medio a grueso, areniscas calcáreas y calizas fosilíferas. Bushnell (1938) pensó que las rocas en este sector descansan sobre las del tipo Punta Española. Probablemente, las rocas que afloran en cerro Zambapala corresponden a la Formación Lechuza de Williams (1947). Actualmente se cree que la Formación Placer subyacente es equivalente a las lutitas y arenas de Punta Española, y mucho mejor aún si se considera la Formación Puná compuesta por dos miembros: el superior Lechuza y el inferior Placer. La potencia de la Formación es de 1169m en el Pozo Lechuza 1.

Pilsbry y Olsson (1941) determinaron para los moluscos de la Formación una edad pliocénica.

Formación Tablazo (Pl_2) (Pleistoceno): El nombre está tomado de las terrazas marinas del Noroeste del Perú (Senn, 1940). Yace en discordancia sobre formaciones antiguas. Litológicamente se compone de areniscas calcáreas y conglomerados con megafósiles marinos comunes y abundantes (**Pecten, Ostrea**), en estratos casi horizontales. Los fósiles de esta Formación tienen en la actualidad especies vivientes contemporáneas. Su potencia varía entre 10 y 60m.

Depósitos aluviales (Cuaternario): Existen dos tipos de aluviones: de río (o laguna) y de estero. Al primero corresponden los depósitos que se encuentran rellenando las cuencas de los ríos y está formado por arenas y gravas no consolidadas. Al segundo corresponden los salitrales, compuestos predominantemente de lodo (fango) y trechos de arena fina y limos que forman terrazas un poco más elevadas y secas. Los dos grupos están en proceso de formación. La potencia de los depósitos de río alcanza generalmente a 20m, si bien en el Pozo Lechuza 1 se probaron 146m de estratos no marinos. Los de estero tienen una potencia desconocida.

TECTÓNICA

Existen dos sistemas de fallas en la zona, una con dirección NW-SE y es una prolongación de la Falla de la Cruz, que se ramifica en la Hoja Estero Salado. Uno de los ramales pasa por las cercanías de Data y tiene una dirección aproximada N-S; el otro ramal, con dirección NW-SE pasa por Posorja, atraviesa los Farallones y se interna en la Isla Puná. Al Sur de la Isla se advierte otro sistema de fallas, más modernas que las anteriores, con dirección NNE-SSW, que afectan a los cerros de Zambapala.

HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la zona se inicia durante el Eoceno Superior con los sedimentos del Grupo Ancón, discordantes sobre las Formaciones cretácicas.

Parece que al final del Eoceno Superior ocurrió un movimiento mayor de la Falla de la Cruz con la formación de la Cuenca de Progreso. En los márgenes de la Cuenca, en el Oligoceno superior, fueron depositados los clastos gruesos del Miembro Zapotal, que avanzan hacia el centro de la Cuenca, entre las lutitas del Miembro Dos Bocas, las mismas que continúan hasta el Mioceno Inferior.

En el Mioceno Superior se depositan los sedimentos de la Formación Progreso, que durante el Plioceno comienzan a emerger en la parte Norte de la cuenca, mientras en la Isla Puná se inicia la deposición de los sedimentos de la Formación Puná. Posteriormente, en el Pleistoceno, se depositan los clastos de la Formación Tablazo que recubren parte de las Formaciones anteriores.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La composición de las Formaciones sedimentarias permite pensar en materiales con un valor económico; así el Miembro Zapotal (Posorja), contiene areniscas y conglomerados utilizables como materiales de construcción, especialmente para el afirmado de carreteras. En la Isla Puná la Formación Tablazo puede de hecho proporcionar materiales de construcción.

Las **arenas negras** de playa contienen un gran porcentaje de minerales pesados con posible interés minero.

En cuando a **hidrocarburos**, el Pozo Lechuza 1 no arrojó resultados favorables.

Las posibilidades de encontrar **aguas** subterráneas, sin ser excelentes, son un hecho, puesto que las condiciones geológicas lo permiten. La Formación Tablazo es la capa permeable, mientras que el Miembro Dos Bocas y las capas de las Formaciones Progreso y Puná son las impermeables que pueden facilitar un posible entrampamiento.

REFERENCIAS

BUSHNELL G. H. S (1938) A geological reconnaissance of the Island of Puná. Anglo Ecuadorian Oil Fields. Geol. Rep. 39.

CANFIELD R. (1966) Reporte Geológico de la Costa Ecuatoriana. Min. Ind. y Com. Quito.

COLOMA SILVA E. (1939) La Minería y el Petróleo en el Ecuador. (Informe Anual 1938-1939), Quito.

CUSHMAN, J. A. & STAINFORTH R. M. (1951) Tertiary Foraminifera of Coastal Ecuador, Part. 1, Eocene Jnl. of Paleont., 25, p. 129-164.

MARKS J. G. (1951) Miocene Stratigraphy and Paleontology of Southwestern Ecuador. Bull. Am. Paleont., 33, pp. 271-433

McLAUGHLIN D. H. (1956) Geology of the Southwestern side of the Progreso Basin. Guayas Prov. Ecuador. California-Ecuador Pet. Co. Geol. Rep.

OLSSON A. A. (1931) Contributions to the tertiary paleontology of northern Perú. Pt 4. The Peruvian Oligocene. Bull. Am. Pal., 17 No 63, pp, 100-264

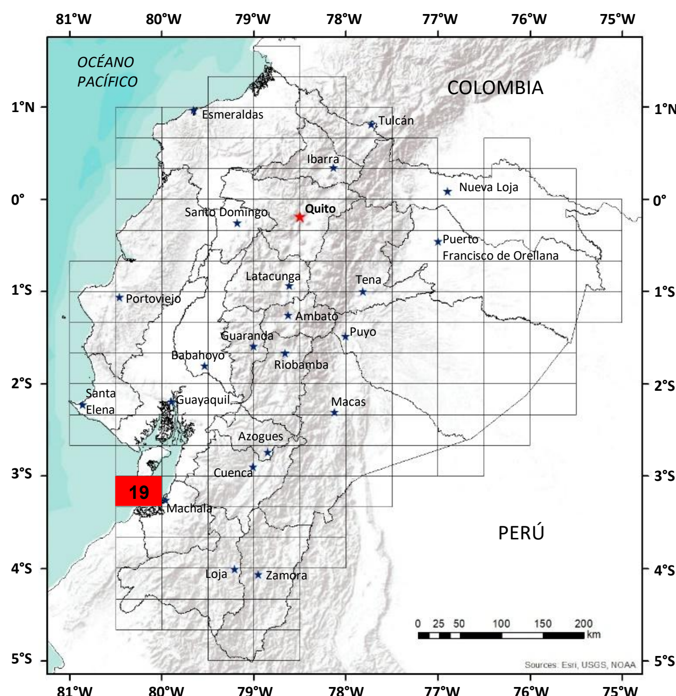
PILSBRY H. A. & OLSSON A. A. (1941) A Pliocene fauna from Western Ecuador. Proc. Acad. Nat. Sci. Philad. Vol 93, pp. 1-79.

SENN A. (1940) Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of Antillean-Caribbean region. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol, 24.pp. 1548-1610

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, Datos anteriores y nuevos. Inst. Francés del Petróleo; Servicio Nac. De Geol. y Min. Quito.

SMALL J. (1962) Stratigraphic and Ancon Oil field studies southwest Ecuador. Univ. of Colorado Thesis.

WILLIAMS M. D. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inéditos Dir. Min. Petro., Minist. Econ. Quito



HOJA GEOLÓGICA-19
PUERTO BOLÍVAR (1994)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Puerto Bolívar (19) se encuentra ubicada al suroeste del territorio ecuatoriano en la Provincia de El Oro, comprendida dentro de las siguientes coordenadas geográficas

Longitud: 80°00’- 80°30’W

Latitud: 03°00’- 03°20’S

El área de estudio presenta dos zonas geográficas: la Occidental y la Oriental.

La Zona Occidental o Costanera que es la que interesa en el presente estudio, constituida a su vez por una subzona de manglares que viene desde Tumbes y continúa por el Estero Santa Rosa abarcando la parte del estudio del Archipiélago de Jambelí, sujetas a inundaciones por mareas, separadas de la costa por una red de canales y esteros, en donde se encuentra ubicado el balneario de Jambelí.

Abarca un área aproximada de 60km^2.

Morfológicamente presenta dos tipos de paisajes y relieves que van desde zonas de colinas bajas (sector de Puná e Isla Santa Clara) y la otra corresponde a costas bajas cercanas a la costa. El patrón de drenaje es del tipo deltaico y estuarino, está caracterizado por un sistema de redes de canales y esteros.

La evaporación en las planicies costeras y partes altas 100-150m varía des de 600 a 1000mm anuales.

El clima zonal es la variable desde ecuatorial insular (Archipiélago de Jambelí) a tropical semiárido (parte continental) muy seco.

Las temperaturas medias marinas varían de 23 a 24°C.

La pluviometría varía de 150 a 500mm anuales.

Los meses más lluviosos son de enero a abril. La humedad relativa es del orden del 75 al 85%.

Las brisas marinas y costeras son debidas a las diferencias térmicas entre el océano y el continente.

La vegetación varía de acuerdo con la zona, sean estas costeras o de estuario, pero predominantemente son manglares.

Las principales vías de acceso a la zona de estudio son las carreteras de primer orden desde Guayaquil-Machala-Puerto Bolívar y Cuenca-Machala-Puerto Bolívar.

Desde el punto de vista económico la zona no cuenta con una infraestructura adecuada para su desarrollo socio-económico, la única fuente de ingresos son las camaroneras y la Isla de Jambelí como centro turístico.

GEOMORFOLOGÍA

El rasgo más sobresaliente en cuanto a la catalogación de zonas se tiene en la Isla Puná, parte sur, la presencia en la costa de una serie de niveles escalonados y desarrollados sobre sedimentos marinos recientes (verdaderas playas de arena y lodo) que constituyen llanuras y planicies, existen costas bajas de tipo deltaico (Isla Puná), por ser parte integrante del delta del Río Guayas, se extiende desde la corteza continental de tierras adentro hasta las Islas Puná y Santa Clara, presentando llanuras deltaicas y deltas subácuos.

La Isla Santa Clara bordeada de bancos de arena, observa un cambio de litología y morfología (más de 80 m.s.n.m.), constituida por rocas miocénicas y caracterizada por una fuerte acción erosiva, tanto eólica como por efecto del choque de las olas.

Además, existe una morfología de dunas litorales (Isla Puná, noroeste de la hoja) que son acumulaciones de arena de mar producida por el viento que cubre ciertas partes de las riberas.

GEOLOGÍA

La geología litoral de las costas bajas está ligada a la historia y evolución geomorfológica y algunas veces a factores climáticos de las playas aluviales en el Cuaternario reciente, correspondiente en el área de mapeo a los llamados Depósitos superficiales, conformados por aluviales de esteros, salitrales que por regla general están constituidos por lodo del estuario (fangal o cangrejal) y por lechos de arena y limo, rocas miocénicas caracterizadas por una fuerte erosión eólica y por efecto de las olas, siendo difícil el fijar un límite entre el dominio terrestre y el marino, por los estudios geológicos se puede establecer la inestabilidad de las líneas costaneras. (La topografía encargada del trazado de las cartas náuticas (mapas) no puede adoptar este punto de vista).

ESTRATIGRAFÍA

Sobre los islotes encontramos zonas de dunas litorales en pequeñas franjas y en partes altas como se observa en la Isla Puná (zona comprendida en la Hoja Puerto Bolívar), que podrían ser formaciones continentales aunque se deriven de las playas, seguidamente en la parte trasera de esta zona (franja) de dunas se distinguen los (Blach-Shore) constituidos por pequeños escalones de playa (Bermas), para encontrar casi seguidamente la playa propiamente dicha, zona que se extiende entre los niveles de las altas y bajas mareas (Estran) y continuar hasta observar la zona siempre sumergida (Offshore) o playa submarina que continúa de forma regular para unirse a la Plataforma Submarina.

Las playas submarinas o anteplayas (Foreshore) se las puede definir desde la parte situada al nivel medio de las bajas mareas, hasta una profundidad igual a la semilongitud de la onda de ola. (Que no entra en la parte del estudio que nos ocupa, el levantamiento geológico), la composición de esta parte de la playa es de conchillas enteras o fragmentadas, fangos litorales, acumulaciones biodetríticas (algas calcáreas o coralinas), presentes en estos mares tropicales.

Las áreas estudiadas son zonas bajas, de relieve suave, constituidas por sedimentos finos, desde el punto de vista tectónico son zonas de subsidencia y hundimiento, con relleno de una gran cantidad de sedimentos recientes, limos acarreados de las planicies y material orgánico, son una alternancia de arena-limo, arcillas y fangos negros. El transporte sobre el fondo del canal y entre los bancos de fango o arena estarán limitados por el movimiento de vaivén originado por la pleamar o bajamar.

Formación Progreso (M_P) (Mioceno Superior-Plioceno): Descrita por primera vez por Coloma-Silva (1939); Landes (1944); Thalman (1946).

La localidad tipo estudiada de la Formación Progreso por Marks (1951) en el carretero Progreso-Playas.

Según geólogos de I.E.P.C la Formación Progreso subyace a la Formación Subibaja, es incluida por la D.G.G.M. como Miembro basal de la Progreso (M4 Progreso Inferior de Colman).

Litológicamente constituida por una secuencia detrítica en una cuenca móvil, lo que le da un aspecto molásico, arenisca de textura mal clasificada con guijos subredondeados, estratificación cruzada según el sentido de la corriente, guijarros, limos y areniscas con intercalaciones de arcilla gris en los limos, son ciclotemas de sedimentación estuarina, las areniscas conglomeráticas coquinóideas son subfacies de canal.

La potencia observada en el pozo Tenguel 1 se estima en 525 metros y está constituida por arena de grano medio, cuarzosa, arenisca de grano fino con un cemento calcáreo, con intercalaciones de calizas, macrofauna calcárea, arcillas, bentonita, etc., pero se conoce que cubre la parte central de la cuenca, sobrepasa los 2700 metros, descansa sobre la Formación Subibaja (no aflorante en la Hoja).

Marks (1951) por los moluscos le dio una edad Mioceno Medio que es igual a la de la Formación Subibaja infrayacente.

La base de la Formación es miocénica media basal.

Depósitos de estero (Cuaternario): Se extienden a lo largo de las zonas de Puná y de casi todo el Archipiélago de Jambelí, están constituidos fundamentalmente por arenas claras y finas. Son zonas definidas entre la extrema bajamar y pleamar, área que es alternativamente mar y tierra, formando llanuras de marea, los materiales que se depositan son arcillosos, limosos, arenosos, siendo raro el acumulamiento de materiales clásticos de granulometría mayor, en la línea de playa se presentan en forma de bandas paralelas.

El tipo de vegetación observada se caracteriza por una acumulación (bancos) de materiales que forman verdaderas trampas de sedimentos y elementos nutritivos que se adaptan al cambio de nivel de las corrientes propias de los estuarios, siendo las especies que predominan Hidrohalofíticas Herbáceas, el manglar que es el constructor terrestre que contribuye a la formación de islotes extensos, al reducir el impacto de las mareas depositando barro y cieno.

Los manglares más comunes son: el rojo (*Rhizo Phora Mangle*) y el negro (*Aviccennia Nítida*).

Salitrales (Lagoons) (Cuaternario): Lagunas costeras son parecidas a las que existen en las llanuras de marea por la gran cantidad de sedimentos que reciben y los retienen y forman verdaderas lagunas (terrazas?) desde 20cm, a ± 2m por encima del nivel de pleamar.

Las partes altas de las orillas cubiertas solo en los pleamares o grandes crecidas, al secarse su superficie se agrieta al contraerse y se divide en polígonos o hexágonos, separados por hendiduras de desecación y por efecto de la evaporación del agua en tierras tropicales, se producen depósitos de sales que presentan manchas blancas, hoy en día desparecidas por la existencia de las camaroneras en casi toda la zona de estudio.

Dunas (Cuaternario): Recubren ciertas partes de las riberas, forman cordones de arena más o menos paralelos entre sí y perpendiculares al viento, presentan una estratificación oblicua, son móviles puesto que para su formación necesitan de un núcleo pequeño y el resto lo realiza el viento.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La cuenca Progreso y Jambelí forman parte del llamado Geosinclinal Bolívar, Nygren (1950) que dice que está conformado por una sucesión de pequeñas cuencas separadas entre sí por altas estructuras del basamento cretácico-jurásico de carácter oceánico.

De la Cordillera Chongón-Colonche hacia el sur se acentúan los rasgos estructurales con dirección NO-SE hasta el norte peruano, deflexión de Huancabamba.

El prisma acrecional al sur de la Cordillera Chongón-Colonche conformada (fundamentalmente por rocas del Grupo Azúcar, Paleoceno y rocas cretácicas) por un núcleo de rocas sedimentarias y por fragmentos de rocas ígneas.

La cuenca antearco al sur no presenta corteza oceánica, solo presenta el prisma acrecional en contacto directo con el macizo del arco volcánico, el límite sería la Falla Guayaquil con movimiento gravitacional que toma el Graben del Canal de Jambelí con ejes NO-SE y NE-SO dispuestos perpendicularmente a la estructura Progreso.

La dirección NE-SW del Graben de Jambelí es paralelo a la cuenca antearco del norte de Cordillera de Chongón-Colonche. El límite occidental con el prisma está marcado por una serie de fallas escalonadas, mientras que el lado oriental está contra el basamento y es una paleosuperficie que se acuña a inclina hacia el eje de la cuenca y sobre ella están los sedimentos pliocuaternarios.

La Cordillera Chongón-Colonche comprende las Provincias de El Oro y Guayas, cuenca de una sedimentación profunda subsidente, fallada que se extiende hasta la cordillera de Amotape (Perú) y comprende la Cuenca Progreso-Santa Elena, la plataforma continental del Golfo de Guayaquil y la cuenca del río Talara (peruano).

Hacia el Este la falla Babahoyo-Guayaquil separa a la Cuenca Progreso de una región subsidente, situada sobre el emplazamiento del Delta del Guayas. Este comportamiento está dividido por fallas paralelas al accidente Babahoyo-Guayaquil. La zona más profunda, se sitúa en el Graben de Jambelí, ha sido subsidente desde el Plioceno hasta el presente, el espesor máximo de los terrenos post-cretácicos de la cuenca es ± 9000 metros.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Durante el Mioceno Superior se produce una regresión marina, paralela a ella, la Cuenca Progreso situada en la zona transversal Puná-Méndez, se forma el Graben de Jambelí, que es rellenado por potentes capas de sedimentos arcillosos.

Formación Progreso, (Eoceno Superior-Mioceno Medio a Superior), molásica constituida por areniscas mal clasificadas con intercalaciones de lutitas de espesor ±525 metros (Pozo Tenguel 1).

Durante el Eoceno medio en la zona transversal Puná-Méndez el desarrollo fue más variado, en la cuenca Progreso se produce la formación de un potente corte distostrómico en condiciones de un relieve tectónico desmembrado. El límite Eoceno-Oligoceno reanudó un intenso hundimiento con la depositación de sedimentos marinos de aguas someras de tipo “shelf”, correspondientes al a Formación Tosagua. Durante el Oligoceno Inferior y Mioceno, luego de un corto receso en la sedimentación, se reanudaron los hundimientos y transgresiones marinas.

La Formación Puná (Plioceno) está constituida por arcillas y arena poco cementadas en el Pozo Lechuza, al sur de la Isla Puná más de 2000 metros de Formaciones arenosas que corresponden al relleno del Graben de Jambelí y que se conoce como Formación Placer, Lechuza y Cerro Malo (no aflorantes en la zona de estudio).

En la zona de la depresión costera en el Cuaternario continúa la acumulación de sedimentos marinos de aguas someras.

Esta depresión se extiende hasta la fosa marginal y tanto en las partes superficiales como submarinas su desarrollo está relacionado con los movimientos de bloques, éstas condujeron a la formación del complejo sistema de bloques levantados y hundidos (Graben sinclinales).

GEOLOGÍA ECONÓMICA

De trabajos realizados por la Cía. ADA en perforación de pozos para investigar hidrocarburos rentables en la Isla Santa Clara (El Muerto), siendo improductivos para petróleo, fueron taponados y se guardan como reservas de gas.

Solo en el Canal de Jambelí, la distribución de minerales pesados muestra correlaciones con áreas de alta energía y serían lugares de concentración de estos minerales que podrían ser explotados y comercializados.

Las arcillas (caolinita) y montmorillonitas se presentan en un buen porcentaje en este sistema deltaico (Estuario).

El guano, material utilizado en la elaboración de fertilizantes, existe en la Isla Santa Clara (material que no influye en el aspecto geológico).

REFERENCIAS

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS - D.G.G.M. (1973-1975) Hoja Geológica Isla Puná, escala 1:100000

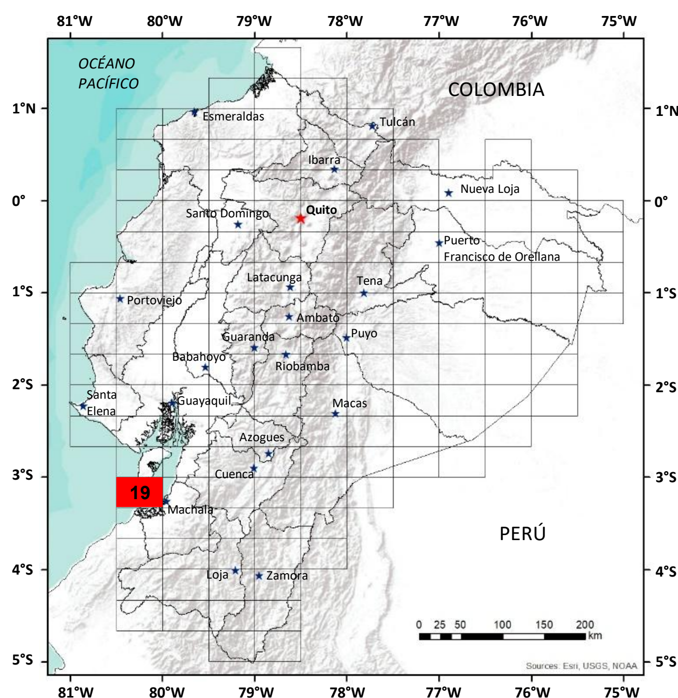
DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS - D.G.G.M. (1980-1986) Hoja Geológica Huaquillas, escala 1:100000

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS - D.G.G.M. (1978-1980) Hoja Geológica Machala, escala 1:100000

DUMBAR R. **(1969)** Principios de Estratigrafía, Segunda Edición

HOFFSTETTER R. (1956) Lexique Stratigraphique International, Vol. 5, Fasc.5a, Ecuador-Paris.

KRUMBEIN & SLOSS. Estratigrafía y Sedimentación.



HOJA GEOLÓGICA-19
JAMBELÍ (PUERTO BOLÍVAR) (2018)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra ubica da en la zona costera del país al suroccidente del territorio ecuatoriano, que incluye los cantones de Machala y Santa Rosa de la provincia de El Oro y una pequeña porción de la provincia del Guayas. Cubre una superficie aproximadamente de 2047.18 km^2, el área incluye el archipiélago de Jambelí, y parte de la Isla Puná e Isla Santa Clara en el golfo de Guayaquil, su principal acceso se lo realiza vía marítima a partir de Puerto Bolívar en el cantón Machala por medio de embarcaciones. Posee una topografía de llanura litoral y de marea que consiste en un ambiente de transición marino costero conformado por un conjunto de islas, peñones, salitrales y esteros con canales meándricos cubiertos por manglares escalonados. Morfológicamente la zona de estudio oscila una altura promedio de 15 hasta 80 m.s.n.m.

GEOLOGÍA

El área de estudio se encuentra regionalmente dentro del golfo de Guayaquil, donde en el extremo norte del golfo se exhibe un basamento de rocas máficas y ultra máficas del Cretácico que se extiende a lo largo de la cordillera Chongón - Colonche en dirección NE-SO. Este basamento fue el resultado de la acreción de terrenos oceánicos correlacionados a la Formación Piñón, desconociendo su entorno y la edad de la acumulación, y se han propuesto edades que van desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno (80-60 Ma) (Goossens y Rose, 1973; Bourgois et al., 1987, Benítez, 1995, Jaillard et al., 1997, Luzieux et al., 2006, tomado de Witt y Bourgois, 2009).

Mientras que hacia el sur de la cuenca de antearco está representado por un prisma acrecional depositado en un ambiente batial y abisal que fue originado durante el Paleógeno, dando origen a rocas del Paleoceno al Eoceno que se extienden hacia el sur, a lo largo del levantamiento de Santa Elena, discordantemente sobreyaciendo al basamento oceánico. Mientras que los sedimentos del Oligoceno hasta la edad cuaternaria se acumulan a lo largo de la cuenca del golfo de Guayaquil-Tumbes hasta limitar con la cuenca Zorritos (Witt y Bourgois, 2009).

En trabajos anteriores el área de estudio geológicamente había sido cartografiada de sedimentos finos, formaciones continentales procedentes de las playas que se componen de conchillas enteras o fragmentadas, acumulaciones biodetríticas (algas calcáreas) y fangos litorales (CODIGEM, 1993-1994), siendo asignadas a la Formación Progreso, complementando con estudios de perforación del pozo Tenguel 1 se registraron areniscas mal clasificadas con intercalaciones de lutitas, definida en un ciclo sedimentario del Mioceno Medio – Mioceno Superior que corresponde a la etapa de relleno de la cuenca Progreso (Deniaud, 1998).

Según la interpretación de los perfiles sísmicos realizados por Benítez (1995) y Deniaud (2000) permitió dividir al golfo de Guayaquil en 3 componentes: una zona oriental constituida por la cuenca de Jambelí localizada al este de la Isla Puná, la Isla Santa Clara y la estructura Amistad, una parte poco profunda al noreste que cubre la zona sur del levantamiento de Santa Elena, limitada al sur por la falla Posorja y al este por Puná y la cuenca del golfo de Guayaquil que se localiza al oeste de Santa Clara y la estructura Amistad.

Por otra parte, dentro del golfo de Guayaquil se encuentra la Isla Puná, situado al suroeste de la zona de falla Puná - Pallatanga que limita al este con el bloque Norandino. La isla está conformada de depósitos marinos de edad del Plioceno y Pleistoceno representados respectivamente por los miembros Lechuza y Placer de la Formación Puná, parte de la litología que conforma la isla Puná, están presentes dentro del graben de Jambelí (CEPE, 1986). Además hacia el sur de la isla Puná se origina una deformación ocasionada por el sistema de fallas Puná - Santa Clara , que se evidencia en el levantamiento de la cordillera Zambapala, compuesto en su mayoría de depósitos marinos del Plioceno que pertenecen al Miembro Lechuza y terrazas marinas del Pleistoceno localizadas al pie de los acantilados del sur de la Isla Puná (Pedoja, 2003) y mientras que hacia el borde suroeste de la isla, alrededor de cabo Salinas se presentan depósitos marinos y de playa provenientes del río Guayas a través del estrecho Morro (Dumont, y otros, 2005a).

Parte de los sedimentos que contiene la zona sur de la isla Puná están presentes dentro del graben de Jambelí ya que sus formaciones presentan las mismas definiciones litológicas mencionadas por diversas investigaciones en la cuenca Progreso (CEPE, 1986).

El graben de Jambelí contiene un paquete sedimentario proveniente de grandes acumulaciones de sedimentos del Miembro Placer de origen fluvio-estuarino y en menor cantidad de sedimentos de plataforma continental, posiblemente desde el Mioceno Temprano hasta el Plioceno conformada por secuencias monótonas de areniscas finas y lutitas gris verdosas (GEMS y PETROECUADOR, 2007).

Mientras que en la Isla Santa Clara el Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR, 1973) describe una gran plataforma rocosa poco profunda de estructura pop up, debido al evento compresivo del Pleistoceno superior, que invirtió el movimiento de ciertas fallas de orientación promedio N45°E, asociadas a la mega falla Guayaquil (Moreira, 2001), determinando la presencia de rocas pliocénicas de ambiente estuarino a pleistocénicas de ambiente somero a marino de plataforma interna, donde se exponen capas sedimentarias bien estratificadas atribuidas a la Formación Puná, la misma que es subdividida en dos miembros diferentes, representada en un miembro inferior constituido por areniscas marinas de poca profundidad y limos procedentes del estuario y un miembro superior compuesto de areniscas amarillas y conglomerados con conchas de ambiente marino de plataforma interna a marino muy somero a transicional, transportadas desde el litoral hasta el delta (Benítez, 1995).

LITOESTRATIGRAFÍA

Miembro Placer (PL_P) (Plioceno): Definida por geólogos de la I.E.P.C. en informes no publicados (1943) fue discriminada como el miembro inferior de la Formación Puná y posteriormente mediante estudios bioestratigráficos realizados por Ordóñez (1994) y Benítez (1995) redefinida, identificado su afloramiento tipo al noreste de la Isla Puná (fuera del límite de la hoja geológica), sin embargo dentro del área de estudio según el informe de Dumont, y otros (2005b), afirma que con base en las relaciones estratigráficas realizadas por Benítez (1995) se exponen rocas sedimentarias del Miembro Placer en la Isla Santa Clara, que se encuentran cubiertos por la secuencia de sedimentos más jóvenes pertenecientes al Miembro Lechuza. Litológicamente consiste de areniscas compactas de color marrón oscuro, con finas intercalaciones de arcillolitas y limolitas suaves y areniscas con conchillas de moluscos (Deniaud y otros, 1999). Según la determinación paleontológica de la datación previa realizadas por Vera R. (1982) y basándose en los estudios bioestratigráficos realizados por Ordóñez M. (1994) el Miembro Placer pertenece al Plioceno (Deniaud, 2000), además de acuerdo con los datos paleontológicos de una muestra obtenida de polen se proporcionó la evidencia de *Alnipollenites verus* (Ordóñez, y otros, 2005a), siendo datada entre 1,7 a 1,9 Ma (Martini, 1971; Bolli et al., 1985; Ordóñez, 1991) (tomado de Dumont, y otros (2005a)), determinando que el miembro pertenece a un ambiente marino de plataforma interna (Cobos, 2010).

Miembro Lechuza (Pl_{Lh}) (Pleistoceno): Definida por Pilsbry y Olsson (1941) (tomado de la DGGM, 1973 - 1975), nombre tomado del pozo Lechuza (N°1), realizado en la isla Puná, fue discriminada de la Formación Puná como el miembro superior (Jiménez 1985; tomado de la Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana CEPE, 1986). Afloramientos del Miembro Lechuza aparecen pobremente en los cerros de Zambapala y Mala, entrando por la quebrada Guada, además Benítez (1995) reporta que también existen rocas de edad pleistocénica que afloran en la isla Santa Clara, depositadas en un ambiente estuarino. Debido a la carencia de afloramientos al sur de la Isla Puná, fue reportada fuera de la zona de estudio, en las coordenadas UTM: 589958E; 9670802N, donde litológicamente presentan capas intercaladas de rocas sedimentarias; en la base del afloramiento se encuentran dispuestas estratos métricos de areniscas grises, laminadas de grano medio, poco consolidadas con filones de limolitas, sobreyacidas por capas métricas de conglomerados con clastos mal sorteados, soportados en una matriz calco-arenosa , mientras que en el tope del afloramiento están sobreyacidas por una capa de arenas gruesas poco consolidadas (Mapa Geológico Huaquillas, 2017). De acuerdo con la tesis de Moreira (2001) el Miembro Lechuza presenta niveles centimétricos (20cm) de areniscas finas a medias, intercaladas con limolitas y arcillolitas, depositadas en un ambiente subacuático de poca profundidad, hacia el tope se observan secuencias de 3 a 4 m de potencia de areniscas limosas laminadas con estratificación cruzada tabular paralela y al tope sobre superficies erosivas aparecen coquinas o areniscas conglomeráticas de moluscos soportados en una matriz arenosa con una incipiente cementación calcárea. Los sedimentos del Miembro Lechuza en la isla Santa Clara descansan concordantemente sobre los sedimentos de plataforma marina (Miembro Placer) y bordeada de bancos de arena. Este miembro es transicional de plataforma interna a marino muy somero al tope dentro de un paleo-ambiente estuario – delta (Benítez, 1995). De acuerdo con las perforaciones realizadas por CEPE (1986), identificaron la presencia de polen *Alnipollenites verus*, obteniendo dataciones entre 1.9 y 0.8 Ma, que se le atribuyen al Pleistoceno (Ordóñez, y otros, 2006).

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Terrazas marinas 2 (Q_{Tm2}) (Holoceno): Fueron descritas al sur de la cordillera Zambapala en la isla Puná (Pedoja, 2003). Las secuencias marinas del Pleistoceno se depositaron en un entorno de plataforma interior (Benítez, 1995). Las terrazas marinas están localizadas al sur de la Isla Puná, forman depósitos superficiales relacionados con niveles de arenas y limos. Las terrazas son cubiertas por depósitos marinos recientes y cubren concordantemente los depósitos marinos del Miembro Lechuza que incluyen caparazones de moluscos similares a los del Pleistoceno (Dumont y otros, 2005b).

Terrazas marinas 1 (Q_{Tm1}) (Holoceno): Se consideran depósitos marinos más recientes que se presentan al sur de la isla Puná alrededor de cabo Salinas (Dumont y otros, 2005a) y también se extienden a lo largo del archipiélago de Jambelí (CODIGEM, 1993-1994), además son identificadas hacia el sur del área de estudio limitando con la Hoja geológica Huaquillas (INIGEMM, 2017) y hacia el Este limitada por la hoja geológica Machala (INIGEMM, 2018); en la zona de influencia directa al Océano Pacífico. Estos depósitos están formados por salares, marismas, esteros, manglares y crestas de playa. La mayoría de depósitos de playas se encuentran aislando manglares y pantanos con canales de marea en diferentes etapas de desarrollo. Estos depósitos se encuentran cubriendo a los sedimentos pleistocénicos del Miembro Lechuza. No se dispone de datación, sin embargo, se le considera que son depósitos más recientes del Holoceno (Dumont y otros, 2005a).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El Ecuador continental se extiende a lo largo del bloque Norandino en una zona de subducción, entre la placa Nazca y la placa Sudamericana acomodando una zona de convergencia (Demets et al., 1990; Freymueller et al., 1993; Kellogg y Vega, 1995; Trenkamp et al., 2002) (tomado de Dumont y otros (2005a)), donde la zona de estudio se encuentra regionalmente dentro de la estructura conocida como el golfo de Guayaquil que es una deformación extensiva , que constituye una cuenca de antearco pull–apart, asociada a la actividad tectónica de la falla Dolores - Guayaquil en sentido NE-SO (Deniaud, y otros, 1999), ubicada a lo largo de la costa del Océano Pacífico, extendiéndose entre la cordillera Occidental y la zona de subducción Ecuador - Perú. La falla Guayaquil forma una serie de altos estructurales como la Isla Santa Clara, el campo Amistad, los cerros Zambapala y Mala en la isla Puná entre otros, formados por movimientos transtensivos con una zona de despliegue dúctil los cuales han sido objeto de una intensa exploración petrolera y también de pequeñas cuencas que han sufrido subsidencia durante el Neógeno y especialmente durante el Plioceno (Benítez, 1995).

El golfo de Guayaquil conserva un rasgo tectónico ocasionado por la convergencia relativa entre las placas de Nazca y Sudamérica en sentido E-W , que separó la mega cizalla continental Guayaquil Caracas y la fosa Ecuador – Perú, generando un movimiento dextral que aísla ambas zonas de fractura del bloque Norandino migrando hacia el noreste (Dumont, y otros, 2005a), donde Witt y otros (2006) dedujeron que el principal período de desviación del bloque andino norte comenzó hace 1.8-1.6 Ma, (Witt y Bourgois, 2009).

Su evolución comienza durante el Neógeno donde determinan la aparición de cuencas en transtensión formadas por zonas de subsidencia, la costa es cortada por importantes fallas de rumbo (sistema Guayaquil, Carrizal, La Cruz, Jipijapa). La falla Guayaquil produce la fragmentación de la cuenca antearco de norte a sur en varias cuencas pequeñas: Borbón, Manabí, Progreso y Jambelí (Benítez, 1995).

Dumont y otros (2005) indica que en el sur de la Isla Puná (cerro Zambapala - cerro San Ramón), existe un sistema de fallas transcurrentes de movimiento dextral con rumbo NE-SO que pertenece a un segmento del sistema de fallas activas Dolores - Guayaquil. Moreira (2001) indica que en la isla Santa Clara se encuentra un sistema de falla en el que predomina el tipo transcurrente con rumbo NE-SO que pertenece al gran sistema de fallas activas Dolores-Guayaquil. Además, estableció que la estructura Santa Clara es el resultado de un evento compresivo que afecta también al cerro Zambapala y al cerro San Ramón, ambos localizados en el sur de la Isla Puná. Por otra parte (Martillo y otros, 2009) explica que la dinámica estructural controlada por el sistema de fallas Dolores-Guayaquil, ha generado zonas de subsidencia y de levantamiento. La Isla Santa Clara es la expresión de un alto estructural producido por la compresión durante el Pleistoceno temprano, los cuales están asociados al sistema de fallas segmentadas transcurrentes que dominan el área de estudio (Gilces, 2015).

De acuerdo con los datos obtenidos de los pozos y la interpretación de los perfiles sísmicos realizados por el Proyecto Marge (2014), en el área del golfo de Guayaquil permitieron identificar tres rasgos importantes: las cuencas Jambelí y Esperanza y una zona diapírica ubicada en el borde del mar de la plataforma continental, la evolución de los rasgos tectónicos está controlada por seis sistemas de fallas activas en las que incluyen: el sistema de fallas Puná – Santa Clara , el sistema de fallas de despegue Posorja, la Falla de Tenguel, el sistema de fallas Domito, el graben La Esperanza (fuera del área de estudio) y el sistema de fallas de despegue de Jambelí (Witt y otros, 2006).

El sistema de fallas de Posorja limita entre el levantamiento Santa Elena y la cuenca Esperanza, separando el basamento del Paleoceno–Mioceno Temprano hacia el norte con la cuenca del Plioceno – Cuaternaria hacia el sur, a lo largo cambia su dirección E-W a NE-SW. Una creciente subsidencia y el aumento de un pliegue volcado que se forman hacia el sur se asocian con el desarrollo de esta importante discontinuidad tectónica. Su sedimentación ocurrió en el Plioceno durante la deformación tectónica en la parte occidental, cuyo desprendimiento controlaba la subsidencia a lo largo del sistema de fallas de despegue durante el Cuaternario (Witt y otros, 2006).

Al borde oriental de la Isla Puná, dentro del canal de Jambelí, existe el sistema de despegue Jambelí, que consiste en un sistema complejo de estructuras antiguas (pre-cuaternarias) y nuevas en sentido E – O, cuyas estructuras se encuentran dominadas por la falla Puerto Balao (fuera del área de estudio hacia el noreste), que marcan el límite sur de la mayor subsidencia en el Pleistoceno temprano de la cuenca de Jambelí, además representa un semigraben con desprendimiento de inmersión opuestos respectivamente, donde el graben Jambelí es considerado una zona de deformación causado por el movimiento transcurrente dextral de la falla Guayaquil en dirección NE-SO (Witt y otros, 2006).

Por otro lado, el sistema de fallas Puná-Santa Clara de rumbo NE-SW considerado como la prolongación hacia el sur de la frontera oriental del bloque Norandino, fue redefinido como un sistema local de fallas transformantes que acomodaba el movimiento divergente de los sistemas de despegue Posorja hacia el sur y Jambelí hacia el norte respectivamente (Witt y otros, 2005). A lo largo del sistema de fallas Puná – Santa Clara a partir de NE –SW se producen zonas de mayor deformación, identificando tres segmentos principales: la plataforma Isla Santa Clara, la estructura Amistad e Isla Puná (Dumont y otros, 2005a).

La falla Tenguel aparece como parte de una estructura de escape dirigida hacia la parte central del golfo de Guayaquil, es una falla normal, muestra un cambio de rumbo desde N–S hacia el norte hasta E – O hacia el sur, es interpretada por dos fallas que se unen formando un anticlinal entre ellas, presenta un escarpe en el fondo marino indicando una deformación tectónica activa, la falla Tenguel evolucionó en 3 episodios: primeramente durante el Pleistoceno temprano se produjo el movimiento donde se acumularon sedimentos hacia el suroeste de la falla , posterior se formó un anticlinal en el Pleistoceno tardío asociado a un componente transpresivo de deformación a lo largo de la falla y finalmente se produjo un episodio tectónico extensional a lo largo de la falla Tenguel desplazando el lecho marino de 11 a 40m de altura a lo largo de un escarpe, donde los proceso extensionales controlaron la evolución de la falla (Witt, y otros, 2006).

La Isla Santa Clara está relacionada al levantamiento compresivo que produjo la cordillera Zambapala (Moreira, 2001), presenta una falla importante denominada la falla Piqueros cuyo rumbo es NE-SO, su plano de falla constituye un acantilado, mostrando una transtensión con movimiento normal-dextral, además se exponen fallas inferidas secundarias con rumbo N–E paralela a la falla Tenguel (Dumont y otros, 2005b). Hacia el sur del sistema de fallas Puná-Santa Clara se prolonga un pliegue anticlinal denominado estructura Amistad cuyo eje es N–S, que se cierra hacia el norte limitada por la falla Posorja y abierto hacia el sur en la Cuenca Tumbes – Zorritos (Witt y otros, 2006).

Basándose en los análisis de batimetría mediante las líneas sísmicas de reflexión de alta resolución efectuados por el INOCAR se interpreta que hubo cambios de profundidades en el golfo de Guayaquil y la dirección de desplazamiento se debe a una falla transcurrente dextral, que se conjuga con otras fuerzas tectónicas produciendo zonas compresionales y extensionales, en ciertas geoformas junto con la depresión, existe un alineamiento que es interpretado como un salto de falla, producto de la prolongación de la falla transcurrente dextral Lechuza-Zambapala, que a su vez pertenece a la mega falla Dolores- Guayaquil, y su rasgo geomorfológico más relevante es una meseta submarina que estructuralmente es un pop-up, que al producirse el levantamiento compresional, ocasiona diferentes deformaciones estructurales como plegamientos y arrastres de falla (Gilces, 2015).

Las líneas sísmicas transversales indican deformación de las capas sedimentarias, donde se observan estructuras de arrastre de falla indicando la deformación reciente de estas capas, así mismo se puede observar plegamientos en capas muy recientes, producto de un levantamiento que forma una meseta submarina (Isla Santa Clara) denominado un alto estructural “pop-up”, originado a partir de esfuerzos compresionales produciendo fallas de desgarre en función del análisis de sísmica profunda (Witt y otros, 2006).

HISTORIA GEOLÓGICA

El área de estudio se ubica dentro del golfo de Guayaquil, apareciendo como un bloque o zona muy cizallada, afectada por la subsidencia, y que ha sufrido un acortamiento tectónico no despreciable durante el proceso de acreción de la zona norte, presentando cuatro fases de subsidencia: una fase baja en subsidencia y sedimentación durante el Mio-Plioceno, luego se produjo una fase alta en sedimentación y deposición de sedimentos durante el Pleistoceno temprano, posteriormente ocurrió una fase baja en subsidencia y acumulación de sedimentos en el Pleistoceno tardío, y finalmente se dio una fase relativamente alta en subsidencia y acumulación de sedimentos durante el Holoceno (Deniaud y otros, 1999).

En el Oligoceno tardío (24 Ma), hasta la actualidad la provincia costera ecuatoriana constituyó una zona de antearco ligada a la subducción de la placa Nazca por debajo de la placa Sudamericana, donde la zona costera es cortada por importantes fallas de rumbo, mientras que en el Mioceno tardío (10.5 Ma) existe una regresión en donde pasa a un ambiente de estuario – continental pantanoso sobre el cual se encuentra un ambiente marino de plataforma interna (Cobos, 2010).

Durante el Plioceno con la apertura del golfo de Guayaquil se presenta una dinámica importante donde empieza una etapa de sedimentación sobre las cuencas de Jambelí y Posorja, controladas por el sistema de fallas de despegue (Witt y otros, 2006), donde se pasa de un ambiente estuarino de agua salobre a un ambiente estuarino con transgresiones marinas (Cobos 2010), a partir del Plioceno comienza la depositación del Miembro Placer.

En el Pleistoceno temprano (1.9 Ma.) dentro del golfo de Guayaquil a lo largo de la cuenca Esperanza se produce la mayor fase de subsidencia controlada por las fallas de despegue Posorja, evidenciando un cambio de ambiente marino de plataforma media a externa sobre el cual se tiene un ambiente marino de plataforma interna , además durante esta época, el sistema de fallas Puná – Santa Clara se desarrolló como una Falla transcurrente que acomodó el movimiento de los dos sistemas de desprendimiento opuesto.

Mientras que en el Pleistoceno tardío (0.8 Ma) se produce una deformación al sur de la Isla Puná relacionada con la elevación de la cordillera Zambapala, donde se evidencia un salto de ambiente deltaico-estuarino a un ambiente de plataforma interna, dando origen a las terrazas marinas y a la formación de un pull-apart con un desplazamiento dextral, donde las terrazas marinas son cubiertas por depósitos marinos recientes.

Además en el Pleistoceno tardío en la Isla Santa Clara se dio la sedimentación, sobrepuesta discordantemente a las series levantadas del Pleistoceno temprano, un evento tectónico compresivo que afectó el límite de la cuenca a finales del Pleistoceno tardío, donde se expusieron capas de rocas sedimentarias bien estratificadas de edad pliocénica de ambiente estuarino, atribuidas a la Formación Puná (Benítez, 1995), subdivididas en dos unidades muy diferentes, representadas en un miembro inferior (Miembro Placer) conformados por sedimentos que provienen de un ambiente estuario con transgresiones marinas de plataforma media a externa y miembro superior (Miembro Lechuza) cuyos sedimentos son depositados en un ambiente marino de plataforma interna de poca profundidad y a su vez son cubiertos por sedimentos más jóvenes del Holoceno a la actualidad.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Actualmente no se han registrado labores mineras dentro del catastro minero del Ecuador debido a que el área de estudio posee territorios litorales que están al margen del Océano Pacifico, sin embargo por el canal de Jambelí y parte sur del golfo de Guayaquil ha sido objeto de prospección hidrocarburífera , donde el consorcio norteamericano ADA perforó en 1970 nueve pozos exploratorios descubriendo gas en cantidad comercial en el Campo Amistad, mientras que en el pozo Golfo de Guayaquil – 1, presentó gas y petróleo en cantidades no comerciales (GEMS y PETROECUADOR , 2007), razón por la cual en la actualidad dejaron de seguir explorando. De acuerdo con los análisis de los biomarcadores geoquímicos, la lutita de edad posterior al Cretácico tardío posiblemente del Cenozoico, es considerada una roca generadora enriquecida en materia orgánica mixta depositada en un ambiente de plataforma siliciclástica (Cobos, 2010).

En el Canal de Jambelí también se han obtenido concentraciones de minerales pesados que se correlacionan con área de alta energía y que posiblemente tendrían concentración de estos minerales que podrían ser explotados y comercializados, además buenos porcentajes de material arcilloso de caolinita y montmorillonitas han sido estudiados en los sistemas deltaicos y pueden ser considerados para explotación, siendo útil como lodos de perforación y en la agricultura para mejorar las propiedades de los suelos arenosos o ácidos. Por otro lado, en la Isla Santa Clara se han realizado perforaciones exploratorias para hidrocarburos dando resultados negativos para petróleo que posteriormente fueron taponados, quedando únicamente como reservas de gas (CODIGEM, 1993-1994).

REFERENCIAS

BENÍTEZ (1995) Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. Guayaquil.

CEPE (1986) Evaluación Geológica, Geofísica y Análisis Económico de la zona Norte de la Isla Puná. Guayaquil: Subgerencia Regional Guayaquil.

COBOS (2010) Estudio Integrado del Golfo de Guayaquil del Mioceno al Reciente. Tesis de Grado previo al Título de Ingeniero Geólogo, pp. 196. Guayaquil, Guayas, Ecuador.

CODIGEM (1993-1994) Mapa Geológico de Puerto Bolívar escala 1:100000. Ecuador: Ministerio de Energía y Minas.

DENIAUD (1998) Evolución tectono-sedimentaria de las cuencas costeras neógenas del Ecuador. Convenio PETROPRODUCCIÓN/O.R.S.T.O.M., pp. 74.

DENIAUD (2000) These pour obtenir le grade de Docteur. Enregistrements Sedimentaire et Structural de L'Evolution Geodynamique des Andes Equatoriennes Au Cours du Neogene: Etude des Bassins D'Avant-Arc et Bilans de Masse, 1 -157.

DENIAUD, BABY, P., BASILE, C., ORDÓÑEZ, M., MONTENEGRO, G., & MASCLE, G. (1999) Opening and tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Guayaquil: Neogene and Quaternary fore-arc basin of the south Ecuadorian. Paris.

DGGM (1973 - 1975) Hoja Geológica Isla Puná, escala 1:100000. Ecuador: IGM.

DUMONT, SANTANA, VILEMA, PEDOJA, ORDÓÑEZ, CRIZ, JIMÉNEZ, ZAMBRANO (2005b) Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puná and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America). Tectonophysics 399, pp. 231 - 250.

DUMONT, SANTANA, VILEMA. (2005a) Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador). Geomorphology 65 (No. 65), pp. 223-239.

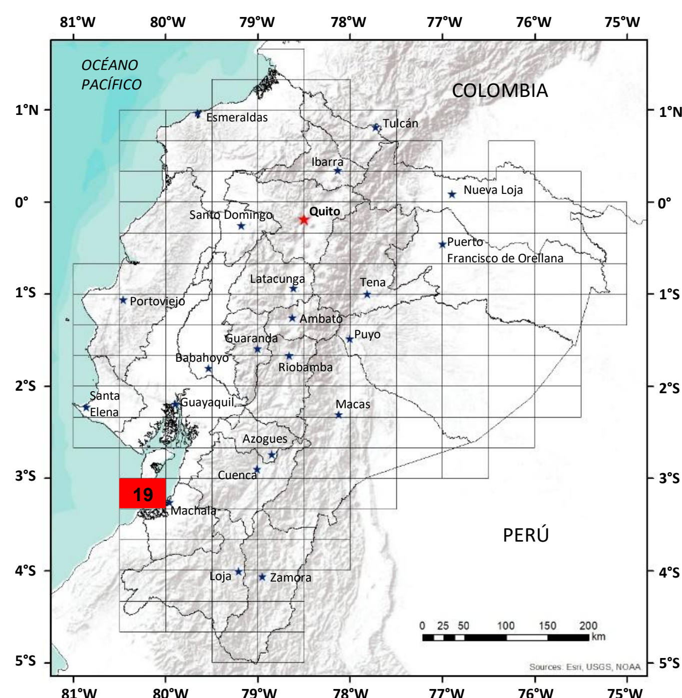
GEMS y PETROECUADOR (2007) Evaluación de los Sistemas Petrolíferos de las cuencas del Suroeste del Litoral Ecuatoriano. Informe final, Bogotá.

GILCES (2015) Estudio Morfoestructural entre la zona Sur de la Isla Puná y borde Norte de la Isla Santa Clara, Golfo de Guayaquil, Ecuador. Tesis de Grado previa al Título de Ingeniera en Geología, pp. 112. Guayaquil, Guayas, Ecuador.

INIGEMM (2017) Proyecto Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias de Recursos Minerales en el Territorio Ecuatoriano. Hoja geológica Huaquillas escala 1:100000. Quito, Ecuador.

INIGEMM (2018) Proyecto Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias de Recursos Minerales en el Territorio Ecuatoriano. Hoja Geológica Machala escala 1:100000. Quito, Ecuador.

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO DE LA ARMADA (INOCAR). (1973) Morfología y Estructura del Margen Continental de Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-19
JAMBELÍ (PUERTO BOLÍVAR) (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Jambelí (Puerto Bolívar) se encuentra en la zona costera del suroccidente del Ecuador, abarcando el archipiélago de Jambelí, la parte sur de la isla Puná y la isla Santa Clara. Cubre sectores de la provincia de El Oro, así como, una porción menor de la provincia del Guayas. El área total alcanza aproximadamente los 207 km² y su acceso principal se realiza por vía marítima desde Puerto Bolívar, en el cantón Machala. La topografía corresponde a una llanura litoral y de marea, en un ambiente de transición marino-costero, constituido por un conjunto de islas, peñones, salitrales y esteros con canales meándricos, cubiertos por manglares escalonados.

HISTORIA GEOLÓGICA

El área de estudio forma parte del Golfo de Guayaquil, cuya evolución geológica ha estado marcada por procesos de acreción, deformación cortical [1] y sedimentación de origen marino y estuarino desde el **Cretácico Superior** hasta la actualidad [2].

Durante el **Mesozoico**, en el **Cretácico Superior**, se produce la acreción del terreno oceánico Piñón–Pallatanga al paleomargen continental representado en esta zona por el bloque Amotape–Tahuín. La evidencia estructural más próxima de este evento es la falla Jubones, que marca el límite entre ambos terrenos. Este proceso marca el inicio de la configuración tectónica regional sobre la que se establecerían las cuencas neógenas de antearco [1].

En el **Cenozoico**, a partir del **Oligoceno Superior** (~24 Ma), la zona costera suroccidental del Ecuador queda bajo la influencia de un régimen tectónico de antearco, asociado a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Esta dinámica genera sistemas de fallas transcurrentes que favorecen la formación de pequeñas cuencas de subsidencia, como la cuenca de Jambelí [3].

En el límite del **Oligoceno Superior** al **Mioceno Inferior**, las cuencas de Jambelí y Progreso registran la depositación de sedimentos de transición continental-marina pertenecientes a la Formación Zapotal [4] (no representada en la hoja geológica). Posteriormente, se produce una transgresión marina que da inicio a una nueva fase de sedimentación. Se depositan las formaciones Dos Bocas y Subibaja únicamente interpretadas en el perfil geológico. La **Formación Dos Bocas (OM_{Db})**, compuesta por arcillolitas con vetillas de yeso; la **Formación Villingota** (también ausente en el mapa) y la **Formación Subibaja (MS_{b})**, integrada por lutitas fosilíferas, limolitas, areniscas y arcillolitas finas [4]. Las facies presentes en estas formaciones indican ambientes de plataforma marina externa y talud superior.

Durante el **Mioceno Medio a Superior**, la sedimentación prosigue con el depósito de la **Formación Progreso (M_{Pg})** (también interpretada solo en el perfil geológico), compuesta por arcillolitas y areniscas finas, representativas de un ciclo sedimentario transicional que va desde ambientes marinos someros hasta estuarinos salobres. Este registro refleja una migración progresiva del depocentro hacia el este.

En el **Plioceno**, la apertura del Golfo de Guayaquil intensifica la actividad tectónica, dominada por fallas de despegue [5], lo que genera condiciones de subsidencia activa y acumulación sedimentaria sobre las subcuencas de Jambelí y Posorja. Durante esta etapa se inicia la depositación de la **Formación Puná ($PLPl_{Pu}$)**, en ambientes estuarinos con fuerte influencia fluvio-marina [3].

En el **Pleistoceno Inferior** (~1,9 Ma), el sistema de fallas Chingual-Cosanga- Pallatanga-Puná se configura como una estructura transcurrente activa, que acomoda el desplazamiento lateral entre los sistemas de fallas de despegue adyacentes [5]. En el **Pleistoceno Superior** (~0,8 Ma), se produce un evento compresivo que genera una estructura tipo pop-up en la isla Santa Clara [5]. Este evento marca la transición de un ambiente deltaico-estuarino hacia condiciones marinas de plataforma interna [4].

A partir de este momento, el sistema estructural regional evoluciona hacia un régimen transtensional tipo pull-apart, con desplazamiento dextral [2].

Contemporáneamente, en la isla Santa Clara continúa la sedimentación de la **Formación Puná ($PLPl_{Pu}$)**, integrada por arcillas con vetillas de yeso, limos arcillosos, areniscas finas y concreciones de limolitas dolomíticas, acumuladas en un ambiente marino somero a plataforma interna [4].

Desde el **Holoceno** y hasta la actualidad, la región experimenta una fase de subsidencia activa. Se acumulan **Depósitos Marinos (Q_M)** compuestos por arenas finas a medias, bioturbadas, junto con materiales supramareales formados por limos, arenas, marismas, salitrales y manglares. Estos **Depósitos Costeros Supramareales (Q_{Sm})** se disponen en forma concordante sobre los sedimentos pleistocénicos previos y representan ambientes costeros de baja energía, característicos de zonas protegidas [6].

REFERENCIAS

[1] C. AIZPRÚA, C. WITT, S. JOHANSEN Y D. BARBA (2019) «Cenozoic Stages of Forearc Evolution Following the Accretion of a Sliver from the Late Cretaceous-Caribbean large Igneous Province: SW Ecuador-NW Peru,» Tectonics, vol. 38, p. 25.

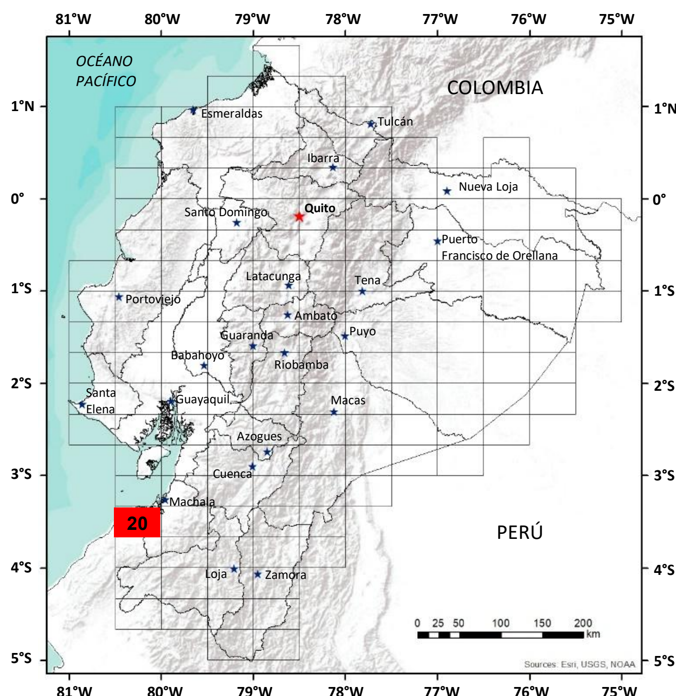
[2] Y. DENIAUD, P. BABY, C. BASILE, M. ORDÓÑEZ, G. MONTENEGRO Y G. MASCLE (1999) «Opening and tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Guayaquil: Nogene and Quaternary fore-arc basin of the south Ecuadorian Andes, » Tectonics, nº 328, pp. 181-187.

[3] L. COBOS (2010) «Estudio integrado del golfo de Guayaquil del Mioceno al reciente (Tesis de pregrado),» Escuela Superior Politécnica del Litoral, Guayaquil.

[4] S. BENITEZ (1995) «Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire (tesis de doctorado),» Géologie Alpine, Grenoble.

[5] C. WITT, J. BOURGOIS, F. M. MICHAUD Y M. ORDÓÑEZ (2006) «Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape,» Tectonics, vol. 25, pp. 1-22.

[6] K. PEDOJA (2003) «Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou): relations avec le contexte géodynamique,» Université P. et M. Curie, Paris.



HOJA GEOLÓGICA-20
HUAQUILLAS (1986)

INTRODUCCIÓN

El área comprendida dentro de la Hoja de Arenillas, se encuentra situada en el suroccidente del país, en la Provincia de El Oro, sobre las estribaciones noroccidentales de la cordillera de Tahuín, con alturas que varían entre 0 m.s.n.m. al norte y 400 m.s.n.m. hacia el sur. La principal red hidrográfica está constituida por el río Arenillas, que drena de sur a norte, desembocando en el canal de Jambelí, sobre el Océano Pacifico. El clima se presenta poco variable entre tropical seco y tropical húmedo, dependiendo de las alturas y cuyas temperaturas oscilan entre los 22C y los 30C. La vegetación es también variable dependiendo de los pisos climáticos y ésta es exuberante y densa, tipo selvática en las zonas altas, y escasa, tipo arbustiva en las zonas bajas, adentrándose al norte hacia manglares y depósitos salitrosos. Por la zona estudiada cruza una carretera pavimentada que une Huaquillas con la ciudad de Machala, capital de la Provincia de El Oro. Carreteras de segundo orden unen a las ciudades de Huaquillas y Arenillas con las diferentes poblaciones que se encuentran dentro del área.

GEOLOGÍA

Las rocas del basamento metamórfico de posible edad Precámbrica, están intruidas por la Serpentinita "El Toro". Hacia el norte, en la llanura costanera, en las inmediaciones de la orilla del mar, se localiza una amplia zona de manglares y salitrales, que continuando hacia el sur penetra en los depósitos aluviales del Terciario Superior-Pleistoceno (?).

Grupo Piedras (Pc, Pqm, PcPq, PcPqv, PcPa, PcPgr) (Precámbrico?): Se observan buenos afloramientos, especialmente a lo largo del curso del río Arenillas. Consiste mayormente de rocas metamórficas, cuyos protolitos son principalmente de composición máfica, aunque incluyen rocas cuarzo pelíticas y un pequeño cuerpo de gneis granítico. Las rocas metamórficas máficas de alto grado están representadas por la anfibolita gnéisica que se encuentra mayormente saussuritizada, las de bajo grado están representadas por los esquistos verdes y rocas verdes. Las rocas cuarzo-pelíticas de grado alto, son los esquistos moscovíticos, las de bajo grado. las cuarcitas sericíticas.

Según Feininger (1975), las rocas del Grupo Piedras, pertenecen a la serie de facies del Tipo Barroviano (presión media), debido a la presencia de rutilo en los anfibolitas y abundancia de granate en los esquistos verdes.

Igualmente, la presencia de granate en una muestra tomada de un cuerpo pequeño junto a la falla La Palma en el área del esquisto sericítico, sugiere una serie de Facies Tipo Barroviano.

Se le asigna una edad Precámbrica, por considerarse el basamento sobre el cual fueron depositados los protolitos del Grupo Tahuín, considerados de edad Paleozoica Inferior (Feininger, 1975).

Grupo Tahuín (PzT_2, PzT_3, PzT_4, PzT_a) (Paleozoico): Afloran mayormente al norte de la cordillera Tahuín y en la esquina sureste de la Hoja.

Se ha dividido al grupo en cinco unidades geológicas (Feininger, 1973) definidas por su litología dominante. De estas cinco unidades, cuatro han sido reconocidas en la hoja.

Unidad 2: Cuarcitas y filitas o esquistos (PzT_2)

Unidad 3: Gneis finogranular (PzT_3)

Unidad 4: Gneis y migmatita de grano medio a grueso (PzT_4)

Unidad 5: Anfibolita (PzT_a)

Los protolitos de las rocas del Grupo Tahuín son predominantemente de composición pelítica y cuarzo-feldespático.

El grado metamórfico de los afloramientos norteños del Grupo Tahuín decrece hacia el norte, con la posible excepción de un aumento en el grado metamórfico de los afloramientos desde la falla La Palma hacia el norte, hasta Arenillas.

Las rocas del Grupo Tahuín, pertenecen a la serie de facies Abukuma, es decir son de baja presión (Feininger, 1975), como lo testifica la presencia de Andalucita y Cordierita, más la ausencia de granate en la anfibolita.

A las rocas del Grupo Tahuín se le ha asignado una edad Paleozoica, pues rocas de bajo grado metamórfico correlacionables en la cordillera Amotape del Perú, poseen fósiles del Devónico Inferior (Martínez, 1974, citado en Feininger, 1975).

Serpentinita “El Toro (Kus) (Cretácico): El cuerpo principal consiste de un cuerpo alargado en dirección este-oeste, que continúa fuera de los límites de la hoja, con unos 4,5 km. de ancho. Existen además dos cuerpos satélites al sur y suroccidente del cuerpo principal, de unos 500 m. de ancho. Todos los cuerpos han sido emplazados dentro del Grupo Piedras.

Se trata de una roca de color verde obscuro, variando de grano fino a medio, y de masiva hasta fuertemente esquistosa. El grado de serpentinización es variable, desde casi total hasta cero.

La roca totalmente serpentinizada, que por lo general es muy esquistosa. Feininger (1975) hace la descripción mineralógica e indica que está compuesta por serpentina (variedad antigorita), con cantidades menores de clorita, talco, manchas de carbonato (magnesita 2) con algo de cromita y magnetita.

En muchos sitios se encuentran porfiroblastos de bastita (derivada de ortopiroxeno), principalmente en la roca finogranular maciza. Local- mente estén preservados minerales primarios como olivinos y ortopiroxenos, por lo que se deduce que la roca madre de la serpentinita es una dunita. En base a un análisis tectónico estratigráfico, Feininger (1975) cree que estas rocas podrían ser de edad Cretácica.

Formación Puná (Pl - Pu) (Plioceno): No aflora en la hoja, pero localmente se ha encontrado en una torre de perforación de INERHI (903-092), rocas que están compuestas principalmente de arcillas con coloraciones que varían desde gris verdoso a chocolate, suprayacidas por conglomerados, cuyos cantos de tamaño pro- medio entre 1 - 1½ cm., consisten principalmente de cuarzo y esquistos de sericita. Estas rocas se las considera que forman parte de la Formación Puná, y posiblemente corresponden al Miembro Placer.

Fósiles encontrados entre Punta Española (6192-96197) y Punta Pólvora (6214-96935), fuera de la Hoja, corresponden a aguas poco pro- fundas, de las cuales dos tipos de moluscos (Mulinia Guayasensis Pilsbry & Olsson y Donax Punaensis Pilsbry & Olsson sugieren para la Formación Puná, una edad Pliocénica.

Aluvión (TPal) (Terciario Superior-Pleistoceno): Aflora principalmente al norte, en forma de pequeñas colinas al pie de las estribaciones de la cordillera Tahuín. Estos depósitos también rellenan pequeñas cuencas menores. Consiste principalmente de material aluvional rojizo, conformado de sedimentos conglomeráticos, cuyos clastos sub- angulares a angulares, tienen un promedio que varía entre 1-8 cm. El cemento es arenoso.

La composición de los clastos nos revela que su fuente son las rocas metamórficas de la cordillera de Tahuín.

Cuaternario indiferenciado (n): Ocupa aproximadamente un 25% de la Hoja y está representado por la vasta planicie costanera, limitada al norte por los depósitos aluviales de estero y al sur por el aluvión del Terciario Superior-Pleistoceno.

Su composición consiste principalmente de limo y arena, observándose localmente una fina laminación.

Depósito aluvial de estero (w): Estos depósitos se encuentran situados en la parte norte del área, ocupando aproximadamente un 30% de la Hoja.

Esta zona costera es anegada durante la pleamar, y emergida durante la bajamar. Están formados por arenas de diferentes tamaños, limos y arcillas. Sobre estos materiales se desarrolla la vegetación de manglares. Diseminados en estos manglares encontramos pequeños depósitos de sal, que son el resultado de la evaporación del agua de los cienos, después de las inundaciones marinas. Localmente se encuentran desarrollados pequeños bancos de conchas como se observa en Puerto Hualtaco (882-190).

Deposito aluvial de río: Se encuentran rellenando los valles de los ríos, principalmente en el Zarumilla y Palmales. Estos depósitos aluviales modernos están cum- puestos de arena y grava, de cantos muy variados, tanto en litología como en tamaño.

Salitrales (S): Se encuentran distribuidos junto a la línea de costa, en la parte noreste del área mapeada. Son áreas donde se han desarrollado grandes extensiones de suelos salinos, por le influencia de la actividad de las mareas.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área estudiada forma parte de la llamada Deflexión de Huancabamba, en donde el rumbo de los Andes Ecuatorianos cambia desde su rumbo nor-noreste al rumbo noroeste de los Andes Peruanos.

Las principales características estructurales son las siguientes:

Foliación: En las rocas del Grupo Piedras, presenta un rumbo aproximado este-oeste y buza generalmente al sur.

La foliación en las rocas del Grupo Tahuín presenta un rumbo este-oeste con buzamientos mayormente hacia el norte, mayor que 60°:

La foliación de las rocas del Grupo Piedras y Tahuín es contemporánea con el metamorfismo (Feininger, 1975).

Fallas: La zona presenta cuatro grandes fallas, tres de ellas son fallas de rumbo, es decir su rumbo es concordante con las de las rocas encajantes.

La falla Palmales, que se localiza en la esquina suroeste, está cubierta por depósitos aluviales

Diaclasas: La mayoría de las diaclasas tiene un rumbo más o menos norte es decir perpendicular al rumbo de las foliaciones.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Según Feininger (1975), los protolitos máficos del Grupo Piedras se originaron en un dorsal oceánico durante el Precámbrico Superior. Estas rocas fueron metamorfizadas por primera vez dentro de su dorsal. Los protolitos de la cuarcita, esquistos sericíticos y esquistos (?) fueron sedimentos pelíticos y cuarzosos (Chert), probablemente del mar profundo, depositados sobre el basamento máfico.

Siguiendo con la interpretación de Feininger, los sedimentos protolitos del Grupo Tahuín fueron turbiditas marinas, depositadas en pendiente continental, sobre el límite de una placa continental y oceánica (representado por las rocas máficas del Grupo Piedras) que viajaban juntas, en un borde continental pasivo, tipo Atlántico.

En el Paleozoico Superior, se formó una zona de subducción. Dentro de la zona de Benioff se generaron magmas, que ascendieron, intruyendo a las rocas suprayacentes del Grupo Tahuín, formando intrusivos, que afloran fuera de los límites de la Hoja. Contemporáneamente se produjo el metamorfismo regional que afectó a las rocas del Grupo Tahuín, más el segundo metamorfismo de las del Grupo Piedras.

Durante el Terciario Inferior se produjo el emplazamiento de la Serpentinita El Toro, en una antigua zona de Benioff abandonada debido a un salto de la fosa hacia el mar adentro. (Evidencia de este acontecimiento, es el posible fondo marino cretácico llamado Formación Piñón atrapada en el continente por el salto de la fosa).

Durante el Terciario Superior se produjo una transgresión marina, que dio lugar a la deposición en aguas someras, de las rocas de la Formación Puná.

A fines de este período, condiciones climáticas áridas dieron lugar a la formación de sedimentos aluviales del Terciario-Pleistoceno.

Los últimos eventos geológicos están representados por los depósitos aluviales de río y de estero.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Depósitos de Níquel, están relacionados con el desarrollo de laterita en cuerpos de serpentinita en el mundo. La ausencia de lateritas sobre ésta ha impedido la formación de yacimiento económico de este mineral.

Bloques de esteatita fueron encontrados en algunos sitios, sin encontrarse afloramientos. Estas rocas, así como ciertas variedades de serpentinita son usadas en lavabos de laboratorio, debido a su gran resistencia a ácidos y otros reactivos fuertes. Se hace necesario tratar de encontrar afloramientos de estas rocas, para ver su rentabilidad.

Como rocas ornamentales podrían ser de interés, las anfibolitas, gneises y migmatitas del Grupo Tahuín, así como la Serpentinita El Toro, debido a su dureza y colores atractivos.

La arena de los depósitos aluviales, especialmente en el río Zarumilla son aptos para su explotación.

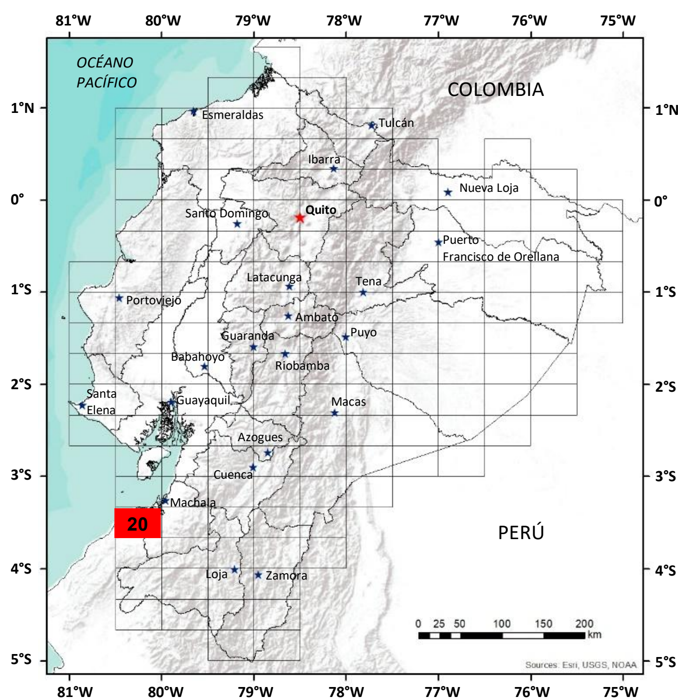
Se hace necesario impedir la destrucción de manglares, pues está afectando la ecología del sector.

REFERENCIAS

FEININGER TOMAS (1975) Geología de la zona de Arenillas-Puyango, Provincia de El Oro, PREDESUR, Escuela Politécnica Nacional, Quito.

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province, Southern, Ecuador. Inst. Geol. Sa., London. Overseas. Division Report N° 23.

PILSBRY H. A. & OLSSON A. A. (1941) A Pliocene Fauna from Western Ecuador. Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelfia, 93, pp. 1-79.



HOJA GEOLÓGICA-20
HUAQUILLAS (2014)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Geológica Huaquillas 1:100000, comprende un área aproximada de 2049 km^2; se localiza al suroccidente del Ecuador en la frontera con el Perú en la provincia de El Oro, incluye los cantones Arenillas, Santa Rosa y Huaquillas. Los accesos principales son las carreteras de primer orden, Machala – Santa Rosa – Arenillas- Alamor – Huaquillas. El clima es de tipo tropical, los principales ejes hidrográficos los conforman el río Arenillas al E y el Río Zarumilla al O.

La zona se divide en dos regiones geomorfológicas. En el N constituida por una planicie de depósitos costaneros con alturas promedio que se encuentran entre los 0 msnm hasta los 45 msnm, mientras que hacia el S se presenta parte de la franja occidental de la cordillera de Tahuín con alturas que varían aproximadamente entre los 45 msnm hasta los 400 msnm.

GEOLOGÍA

El área de estudio regionalmente se ubica en el Bloque Amotape Tahuín (BAT) que incluye al Complejo Metamórfico El Oro (CMO). El CMO se encuentra limitado al N por la falla Jubones y al S con la cuenca Alamor - Lancones (CAL), la cual descansa en contacto discordante angular sobre el BAT.

El CMO fue definido inicialmente dentro la Serie Metamórfica Tahuín que incluía a los esquistos Capiro y los gneises de San Roque de edad paleozoica (Kennerley 1971), posteriormente Feininger (1978) dividió al complejo en los grupos Piedras, Tahuín, Formación R aspas, Granodiorita La Florida, Harzburgita El Toro y Plutón Marcabelí. Aspden et al. (1995) realizó una reinterpretación geológica del CMO, dividiéndolo en dos subprovincias separadas por la falla Zanjón-Naranjo, al S la división semipelítica Tahuín, complejos máfico Piedras y granitoides Moromoro, mientras al N con la Unidad Palenque, intrusiones de granitos tipo "S ", anfibolitas triásicas, además de inclusiones tectónicas de esquistos azules y eclogitas de HP/LT cretácicas.

Las inclusiones tectónicas en la Unidad Palenque al N de la Falla Zanjón Naranjo se denominaron como el complejo ofiolítico Raspas, que a su vez se ha subdividido en las unidades Río Panupali, La Chilca y El Toro. Las unidades Río Panupali y La Chilca son productos prógrados de metamorfismo de alta presión/baja temperatura y fueron generados por un proceso de subducción (Duque, 1993).

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Quebrada La Plata (TR$_{QLP}$): (Aspden et al., 1995) está ex puesta en el sector Voluntad de Dios (UTM: 605658E; 9597210N).Constituye de anfibolitas, esquistos verdes y serpentinita, Análisis geoquímicos de las anfibolitas y esquistos verdes muestran protolitos de basaltos, fue considerada de edad Precámbrica por Kennerley (1980), pero Noble et al., (1997) y Gabriele P. (2002) sugieren una edad Triásica.

Unidad Arenillas (TR$_{Ar}$): (Aspden et al., 1995) está ex puesta en la vía Arenillas - Santa Rosa (UTM: 607214E; 9606904N). Constituida por anfibolitas. Análisis geoquímicos de las anfibolitas muestran protolitos de basaltos, por correlación estratigráfica está considerado como del Triásico Tardío.

Unidad La Bocana (TR$_{LBc}$): (Aspden et al., 1995) se encuentran afloramientos en la vía Tahuín chico – Santa Lucia (UTM: 611527E; 959414N) Constituida por gneises de protolito pelítico con desarrollo de cordierita y sillimanita, fue establecida paleozoica por Feininger (1978), posteriormente estudios realizados por Aspden et al., (1992) determinan una edad Triásica.

Unidad Limón Playa (TR$_{LP}$): (Aspden et al., 1995) se encuentran afloramientos en la quebrada La Palma (UTM: 610895E; 9605493N) está constituido por gneises con protolito cuarzo feldespático fue establecida paleozoica por Feininger (1978), posteriormente dataciones sobre zircones realizados por Noble et al., (1997) determinó una edad Triásica.

Unidad Palenque (J_{Pq}?): (Aspden et al., 1995) está ex puesta en el sector de Petrino (UTM: 604897E; 9599957N), Quebrada Bejucal (UTM: 599406E; 9601437N), San Antonio (UTM: 611065E; 9609682N) constituido por Esquisto cuarzo biotítico, esquisto cuarzo sericítico, esquisto sericítico grafitoso, cuarcita y filita. La interpretación en base a la edad obtenida por Feininger y Silberman (1982) de la unidad la Chilca sugiere un período probable de Jurásico tardío? a Cretácico.

Unidad Río Panupali (K_{Pn}): (Aspden et al., 1995) se encuentran afloramientos en el margen derecho del río Arenillas (UTM: 608883E; 9601918N). Las rocas ex puestas en la zona de estudio cristalizaron en la facies de esquisto azul fue considerada precámbrica por Feininger (1978), posteriormente la relación estratigráfica y mineralógica establece una edad cretácica.

Unidad El Toro (K_{ET}): (Aspden et al., 1995) se encuentran afloramientos en la cantera Tahuín (UTM: 610953E; 9600119N) constituye de serpentinita y harzburgita serpentinizada. Análisis geoquímicos de las rocas muestran asociación a segmentos de dorsal, fue considerada Cretácica por Feininger (1978).

Formación Puná (Pl_{Pu}): (Pilsbry 1941 - Olsson 1942) No se encuentran afloramientos en la hoja, pero se sugiere que la formación sobreyace al complejo metamórfico en base a propiedades hidráulicas, geofísica y tipo de roca, las cuales determinan un acuífero confinado Neógeno.

Terrazas fluvio-lacustres (Q_{fl}): Las terrazas están conformadas por horizontes lenticulares de gravas, gravillas arena de grano grueso, medio y fino en general no presentan volúmenes importantes de limo o arcilla formando relieves positivos que afloran actualmente en la zona.

Depósitos aluviales (Q_a): Los depósitos se ubican en los valles de los ríos Zarumilla, Palmales y Arenillas están constituidos de cantos, gravas, arenas subredondeadas a redondeadas de cuarzos, esquistos pelíticos, anfibolitas y gneises.

Depósitos de llanura aluvial (Q_{all}): Los depósitos de llanura aluvial se encuentran al N de Arenillas, los depósitos están constituidos por material areno arcilloso color marrón a gris, bien clasificados y clastos redondeados de cuarzo.

Terrazas marinas (Q_{tm}): Restringidas a la zona de influencia directa del océano actual y variaciones de nivel en la línea de costa, por lo tanto, el desarrollo de estas terrazas no es avanzado, se describen niveles de granulometría aceptablemente clasificados, pero mal distribuidos.

ROCAS INTRUSIVAS

Intrusivo indiferenciado: se encuentran ex puesta al NE de la hoja geológica, son cuerpos de pequeña dimensión emplazada tectónicamente en las rocas triásicas relacionado a los intrusivos Miocénicos los cuales afloran hacia el E. Las rocas se presentan con microtextura holocristalina fanerítica, microestructura masiva, contiene biotita, albita, moscovita, microclina, cuarzo.

ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

Los principales sistemas de fallas están constituidos por estructuras regionales con rumbo preferencial E-O (Zanjón-Naranjo, Palma-El Guayabo, Palmales, Represa Tahuín y cabalgamientos), adicionalmente en la zona se describió estructuras de rumbo NE-SO y N-S .

Zona de falla Zanjón-Naranjo: La estructura tiene rumbo E-O se encuentra colocando en contacto rocas de origen oceánico y continental. En la vía hacia Voluntad de Dios, se observan zonas de cizallas de dirección N80°E/90 con movimiento horizontal dextral y lineaciones de deformación en cuarzo de rumbo N45°, e inmersión de 35°O.

Zona de falla La Palma-El Guayabo: La Zona de falla La Palma-El Guayabo definida por Aspden et al. (1995) constituye una estructura con rumbo E-O, se extiende desde el S de Arenillas hasta el río Panupali y cambia su nombre al E a falla Piñas - Portovelo. En la zona de cizalla se observa un movimiento horizontal dextral, boudines y porfiroblastos de cuarzo.

Falla Palmales: La Falla Palmales definida por Feininger (1978) se extiende a lo largo de una franja de serpentinitas, anfibolitas y esquistos anfibólicos. Es una estructura de cinemática inversa con rumbo E-O y buzamiento hacia el sur.

Falla Represa Tahuín: La Falla Tahuín definida por Aspden et al. (1995) representa una estructura regional de rumbo NO-SE. La falla se extiende desde la Quebrada Bejucal hasta la represa Tahuín y constituye el contacto tectónico entre las unidades Río Panupali y Palenque.

Fallas menores: El análisis de fotografías aéreas y sensores remotos permitió identificar un número de lineamientos que atraviesan las unidades litológicas del sector con un rumbo preferencial NE-SO y N-S . En el reconocimiento de campo los lineamientos corresponden a un fracturamiento frágil con buzamiento hacia el oeste, generando frecuentemente movimiento de cizalla, estructuras S-C y lineaciones de estiramiento.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

En la hoja geológica de Huaquillas la evolución geológica es tentativa debido que la hoja comprende solo una parte, del complejo metamórfico El Oro (CMO) en base a resultados de geoquímica y petrografía. El CMO como parte de un complejo prisma de acreción principalmente compuesto por un melange tectónico fue interpretado por Aspden et al. (1995), las edades se presentan entre el Paleozoico hasta Cretácico y se encuentran rocas metamórficas de protolito oceánico a continental.

En el S del CMO se encuentran los metasedimentos continentales de bajo y alto grado metamórfico que corresponden a la División Tahuín de probable edad paleozoica, metamorfizados en el Triásico tardío. El evento de metamorfismo estuvo acompañado por una cizalla dextral y emplazamiento de granitos de Moromoro Tipo S y la intrusión del Complejo Máfico Piedras (CMP).

El periodo Jurásico Tardío a Cretácico se encuentra representado por la unidad Palenque, la cual se interpretó como una zona de melange regional conteniendo inclusiones tectónicas, de esta manera se sugiere la inclusión de una ofiolita masiva cretácica al melange descrita como El Complejo Ofiolítico Raspas (COR) (Aspden et al., 1995).

El COR se presenta como los productos prógrados de metamorfismo de alta presión/baja temperatura, las rocas se formaron en una zona de subducción activa (Duque P., 1993), En base al estudio actual y el análisis petrográfico de la Hoja Geológica de la Avanzada se sugiere que el esquisto verde de la Unidad Panupali es el esquisto azul transformado durante el rápido ascenso de las rocas de alta presión del COR (Aspden et al., 1995) y la capa de tectónicas ultramáficas, encerró parcialmente a las rocas de alta presión y por su baja densidad fue una de las causas del ascenso y emplazamiento de todo el conjunto en las rocas pelíticas y cuarzo feldespáticas de alto grado que limitan las dos fallas regionales principales.

En el Mioceno se intruyen pequeños cuerpos ígneos intrusivos contemporáneos con el episodio de mayor flujo de ceniza sobre el grupo Saraguro (Pratt et al., 1997). Durante el Plioceno – Pleistoceno se sugiere la depositación de la Formación Puna relacionada a la abertura del Golfo de Guayaquil descritas por Deniaud (1998), posteriormente las secuencias cuaternarias corresponden a depósitos fluvio lacustres, aluviales de río y terrazas marinas.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la zona de estudio los recursos minerales metálicos y no metálicos se encuentran reducidos a canteras de áridos y esporádicas áreas con alteración, por lo tanto, se realizó un inventario de canteras y análisis químicos de las muestras con alteración, de esta manera las zonas de interés fueron descritas y los resultados del laboratorio analizados.

El material extraído en las canteras de áridos identificadas en la zona de estudio, es utilizado principalmente como base y subbase en la construcción de carreteras. Las canteras están constituidas de anfibolitas, esquistos anfibolíticos, esquistos sericíticos, harzburgitas serpentinizadas y serpentinitas, sin embargo, en el sector de Cabo de Horno (UTM: 607538E; 9601393N) se encuentra esporádicos cuerpos de serpentinita con asbesto de las variedades de crisotilo, y en el sector de Guabillo (UTM: 589894E; 9602793N) se describió arenas silíceas. El asbesto y las arenas son utilizados por sus propiedades físicas y químicas como materia prima para diferentes usos industriales.

REFERENCIAS

ASPDEN, J ., BONILLA, W , DUQUE, P. (1995) The El Oro metamorphic complex , Ecuador: geology and economic mineral deposits. Overseas Geology and Mineral Resources, Nº.67.

ASPDEN, J A, HARRISON, S M, AND RUNDLE, CC. (1992) New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and the El Oro Province of Ecuador. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 6,112, 77-96.

DENIAUD Y. (1998) Evolución Tectono-Sedimentaria de las cuencas costeras Neógenas del Ecuador, ORSTOM, Petroproducción, 22pp.

DUQUE, P. (1993) Metamorphic history & structure of the El Oro ophiolitic complex, Ecuador & Geodynamics, ORSTOM/University of Oxford, Oxford 21-23 Sept 1993, Ex tended abstracts volume, 359-362

FEININGER, T. (1978) Geologic map of Western El Oro Province. 1:50000. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

FEININGER, T. AND SILBERMAN, M L. (1982) K-Ar geochronology of basement rocks on the northern flank of the Huancabamba deflection, Ecuador. United States Geological Survey, Keyworth, Nottingham, Open File Report, No.83-206, 21 pp.

GABRIELE, P., (2002) HP Terranes exhumation in an active margin setting: Geology, Petrology and Geochemistry of the Raspas Complex in S W Ecuador. Thèse de Doctorat l´Université de Lausanne, Lausanne, Suiza, 261p.

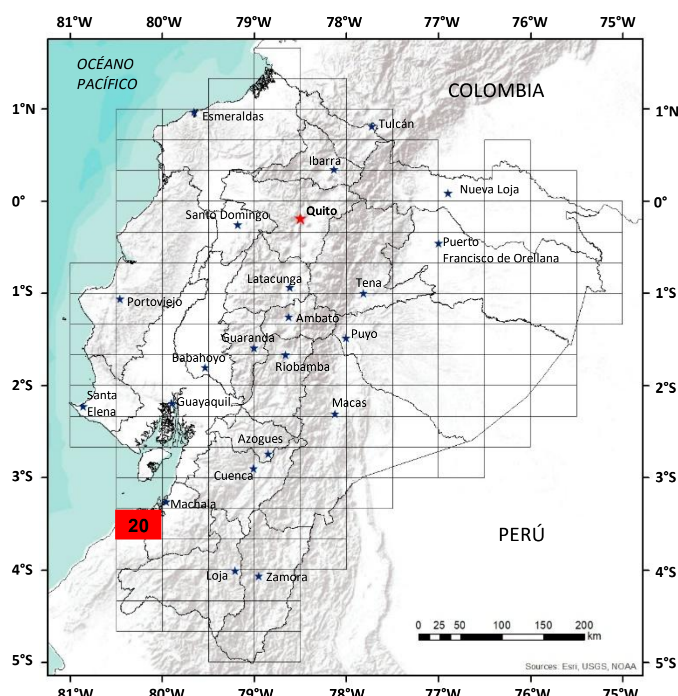
KENNERLEY, J. B., (1971) Geology of Loja southern Ecuador. Institute of geology sciences. Overseas Geology and mineral resources. Report No 23.

NOBLE, S. R., ASPDEN, J. A., JEMIELITA R. (1997) Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. Natural Environment Research Council Isotope Geosciences Laboratory, Kingsley-Dunham Centre, Keyworth, Nottingham, NG12 5GG, United Kingdom. Geological Society of America Bulletin.

OLSSON A. A. (1942) Tertiary deposits of NO South America and Panama. Proc. 8th Am. Sci. Congr., Washington, 4, p. 231-287

PRATT, W., FIGUEROA, J. & FLORES, B. (1997) Mapa Geológico de La Cordillera Occidental entre 3°- 4° S , Escala 1:200000. British Geological Survey y Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgica. Ministerio de Energía y Minas, Quito- Ecuador.

PILSBRY H. A., OLSSON A. (1941)A Pliocene fauna from Western. Ecuador. Proc. Acad. Nat. S C. Philad., X CIII, p. 1-79



HOJA GEOLÓGICA-20
HUAQUILLAS (2017)

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se localiza en la frontera con el Perú al suroccidente del Ecuador, provincia de El Oro, incluye los cantones Arenillas, Santa Rosa y Huaquillas, abarca una zona aproximada de 2049 km^2. (Las principales vías de acceso son las carreteras de primer orden, Machala – Santa Rosa– Arenillas-Huaquillas y Machala-Arenillas-Alamor. Por vía aérea se accede al aeropuerto regional de Santa Rosa).

El clima es tropical, el sistema hidrográfico se conforma por las cuencas bajas de los ríos Arenillas al este y Zarumilla al oeste. La parte norte de la Hoja está conformada por una extensa planicie de depósitos costaneros cuaternarios, mientras que, al sur, se presenta la franja occidental de la cordillera metamórfica Tahuín.

GEOLOGÍA

El área de estudio se ubica en el extremo norte del Bloque Amotape Tahuín (BAT) que incluye el Complejo Metamórfico El Oro (CMO); este limita al norte con la falla Jubones y al sur con la cuenca Alamor - Lancones (CAL), la que descansa en discordancia angular sobre el BAT.

Kennerley (1971), incluyó en el Paleozoico al esquisto Capiro y al gneis San Roque. Posteriormente Feininger (1976), dividió al CMO en los grupos Piedras, Tahuín, Complejo Raspas, Granodiorita La Florida, Harzburgita El Toro y Plutón Marcabelí.

Aspden et al. (1995) reinterpretó la geología del CMO, dividiéndolo en dos subprovincias separadas por la falla Zanjón – Naranjo, al sur queda la división semipelítica Tahuín, el Complejo Máfico Piedras y el Granitoide Moromoro; al norte queda la División Mélange Palenque, intrusiones graníticas tipo “S”, las anfibolitas triásicas, y las inclusiones tectónicas de esquistos azules y eclogitas del Cretácico.

Las inclusiones tectónicas del Mélange Palenque al norte de la Falla Zanjón Naranjo, se denominaron bajo el nombre de Complejo Ofiolítico Raspas (COR), el que a su vez contiene las unidades Río Panupali, La Chilca y El Toro; las dos primeras son productos prógrados de metamorfismo de alta presión y baja temperatura y fueron generadas por subducción (Duque, 1993).

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Quebrada Plata (TR_{Pp}) (Triásico): (Aspden et al., 1995), forma una faja alargada de dirección E-O, compuesta por anfibolitas, esquistos verdes y serpentinitas, los mejores afloramientos se encuentran expuestos al sur de Arenillas en los sectores quebrada Seca – Carcabón, Barranco Blanco, Palmales y en la vía Voluntad de Dios - Las Mercedes – Tahuín Chico (UTM: 610161E, 9595669N). El análisis geoquímico de roca total realizados de anfibolita y esquisto verde, indican una afinidad MORB, que a su vez sugiere que el protolito de esta roca son basaltos de dorsal oceánico. En base a estudios geocronológicos realizados por Kennerley (1980) la unidad fue considerada de edad Precámbrica, pero Noble et al., (1997) y Gabriele P. (2002) asignan una edad Triásica.

Unidad Arenillas (TR_{Pa}) (Triásico): (Aspden et al., 1995), está expuesta en los cortes de la vía San Antonio–Arenillas (UTM: 607216E, 9607289N) y en las márgenes del río Arenillas (UTM: 603857E, 9596265N). La roca dominante es anfibolita finogranular de textura nematoblástica, masiva a levemente foliada, compuesta de hornblenda de color café y plagioclasa intermedia, en menor proporción contiene ± cuarzo, ± epidota, ± piroxeno, ± esfena, ± biotita y pirita. El análisis geoquímico de roca total de la anfibolita establece un protolito de origen oceánico tipo MORB. Su edad se establece por correlación estratigráfica con la unidad Quebrada Plata de edad Triásico Tardío (Aspden et al., 1995).

Unidad La Bocana (TR_{Mb}) (Triásico): (Aspden et al., 1995), está expuesto al sureste de Tahuín Chico (UTM: 608629E, 9594874N) y en la margen izquierda del río Zarumilla en forma de cuñas tectónicas (UTM: 590719E, 9595972N). Consiste de gneis granítico de grano medio, compuesto de cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, feldespato potásico, granate, ± sillimanita, ± cordierita, ± clorita y ± epidota. La edad fue establecida como paleozoica por Feininger (1976), posteriormente, estudios realizados por Aspden et al., (1992) determinaron una edad triásica.

Unidad Limón Playa (TR_{Ml}) (Triásico): (Aspden et al., 1995), se la encuentra al Este de Arenillas, formando cuñas tectónicas. Afloramientos de buena calidad se exponen en la quebrada Estero La Palma (UTM: 610895E, 9605493N). Consiste de gneis granítico de grano medio a grueso de color gris oscuro, contiene cuarzo, biotita, plagioclasa y moscovita, además de proporciones variables de ± feldespato potásico, ± sericita, ± cordierita y ± granate. Feininger (1976), establece una edad paleozoica para la unidad, posteriormente, dataciones realizadas en zircones por Noble et al., (1997) determinaron una edad triásica.

División Mélange Palenque (JK_P) (Jurásico Tardío - Cretácico Temprano): (Aspden et al., 1995), se expone en el sector Petrino, en la quebrada Bejucal y en la vía Santa Rosa-Arenillas al Oeste de San Antonio (UTM: 611065E, 9609682N). Forma cuerpos alargados y lentes tectónicos en dirección E-O. Consiste de cuarcitas, filitas, esquistos cuarzo biotíticos, esquistos cuarzo sericíticos y esquisto sericíticos grafitosos. Aspden et al. (1995), sugieren para la matriz de Mélange Palenque, una edad Jurásico Tardío - Cretácico Temprano.

Unidad Río Panupali (K_{Op}) (Cretácico): (Aspden et al., 1995), aflora en la zona central de la Hoja principalmente en la vía Arenillas-Tahuín (UTM: 607530E, 9601473N), en el río Arenillas y al Sur del poblado de Perrones. Consiste de esquistos verdes con actinolita, plagioclasa (albita), cuarzo, epidota, clorita, ± fuchsita, ± magnetita y ± pirita. Feininger (1976), asignó una edad precámbrica para esta unidad, posteriormente las relaciones estratigráfica y mineralógica sugeridas por Aspden et al. (1995), establecieron una edad cretácica.

Unidad El Toro (K_{Ot}) (Cretácico): (Aspden et al., 1995), está expuesta en la cantera ubicada junto a la represa Tahuín (UTM: 610953E, 9600119N), en la vía a Perrones y en la quebrada s/n al este de Playa Quemada. Está constituida por serpentinitas y harzburgitas serpentinizadas, las que se encuentran en contacto tectónico con la unidad Río Panupali. La unidad fue considerada cretácica por Feininger (1976), estudios posteriores de estratigrafía y mineralógica realizados por Aspden et al. (1995) confirmaron esta edad para las serpentinitas.

Formación Quebrada Seca ($M?_{Qs}$): Definida en el mapa Puyango 1:100000 (2017), se observa al sureste de Arenillas (UTM: 603000E, 9605043N). Consiste de capas horizontales decimétricas a métricas de areniscas gruesas y conglomerados finos semiconsolidados, con escasos niveles de limolitas grises a verdosas. Se estima un espesor de aproximadamente 100 metros. Al considerar la equivalencia con la Formación Tumbes del Perú, se establece una edad de Mioceno Superior (INGEMMET, 1994).

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos aluviales (Q_A) (Cuaternario): Se encuentran en los valles de los ríos Zarumilla, Palmales y Arenillas, están constituidos por gravas y arenas cuarzosas con cantos de esquistos pelíticos, anfibolitas y gneises.

Depósitos de llanura aluvial (Q_{La}) (Cuaternario): Se encuentran al norte de Arenillas, los depósitos están conformados por materiales bien clasificados areno-arcilloso de color marrón a gris y por clastos redondeados de cuarzo.

Terrazas marinas (Q_{Tm}) (Cuaternario): Se hallan en la zona de influencia directa del Océano Pacífico dispuesto en varios niveles sobre la línea de costa. Consiste de niveles de arenas y limos.

ROCAS INTRUSIVAS

Granodiorita (G^{Gd}). Se encuentra expuesta al este de Arenillas (UTM: 608958E, 9607327N), e intruye a las rocas de la Unidad Limón Playa; en algunos sectores las granodioritas están cortadas por diques aplíticos centimétricos. La edad probable de la intrusión de estos cuerpos es Mioceno.

ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

En contraste con la dirección NNE-SSO de las estructuras de los Andes ecuatorianos. Las fallas principales en la zona de estudio tienen dirección E-O y se describen a continuación:

La falla Zanjón Naranjo marca el contacto entre las rocas de la División Mélange Palenque y la Unidad Quebrada Plata (Aspden et al., 1995). Se extiende desde el sector norte Quebrada Seca en la frontera con el Perú, hasta el noroeste del poblado de Piñas, con una longitud aproximada de 50 km.

La falla La Palma – El Guayabo descrita por Feininger (1976), posee una dirección E – O y componente dextral, se extiende desde el sur de Arenillas hasta la quebrada de Panupali (UTM: 633230E, 9599974N), y tiene una longitud de 3 km aproximadamente.

La falla Palmales definida por Feininger (1976), tiene cinemática inversa, con rumbo E–O y buza hacia el sur, delimita el contacto de las rocas de la unidad Quebrada Plata y los depósitos aluviales.

La Falla Tahuín definida por Aspden et al. (1995), constituye una estructura regional de rumbo E-O, se extiende desde la quebrada Bejucal hasta la represa Tahuín y pone en contacto los esquistos de la unidad Río Panupali con la División Mélange Palenque.

Algunas fallas menores se han reconocido en campo, éstas poseen fracturamiento frágil, buzan hacia el oeste y frecuentemente generan movimientos de cizalla, estructuras S-C y lineaciones de estiramiento (UTM: 599406E, 9601437N).

GEOLOGÍA HISTÓRICA

El CMO forma parte del prisma de acreción, compuesto de un mélange tectónico (Aspden et al., 1995), las edades de los elementos del mélange varían entre el Paleozoico y el Cretácico.

En la zona sur del CMO se distinguen metasedimentos continentales paleozoicos agrupados en el Grupo Tahuín que fueron metamorfizados en el Triásico Tardío. El evento metamórfico estuvo acompañado de cizallamiento dextral, el emplazamiento del Complejo Granitoide Moromoro de tipo S y de la intrusión del Complejo Máfico Piedras.

Entre el Jurásico Tardío y el Cretácico se emplazó el mélange regional, que incluye una ofiolita masiva cretácica, descrita como el COR (Aspden et al., 1995).

El COR contiene productos de metamorfismo prógrado de alta presión y baja temperatura, los que se formaron en una zona de subducción activa (Duque, 1993). Con base en los análisis petrográficos, se sugiere que el esquisto verde Río Panupali sería el esquisto azul transformado durante el rápido ascenso de las rocas de alta presión del COR (Aspden et al., 1995); la capa de tectonitas ultramáficas, habría encerrado parcialmente a las rocas de alta presión y debido a su baja densidad fue ascendiendo y se emplazaron en conjunto dentro de las rocas pelíticas y cuarzo feldespáticas de alto grado, que limitan las fallas regionales principales.

En el Mioceno se intruyeron pequeños cuerpos ígneos contemporáneos con los flujos de ceniza del Grupo Saraguro (Pratt et al., 1997).

Durante el cuaternario se depositaron las secuencias de terrazas fluvio-lacustres, depósitos aluviales, depósitos de llanura aluvial y terrazas marinas.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En esta zona los indicios de minerales metálicos y no metálicos se reducen a canteras de áridos y a esporádicas áreas con alteración. Se hizo un inventario de canteras y análisis químicos de muestras con alteración, de esta manera se describieron las zonas de interés y se analizaron los resultados del laboratorio.

En sitios próximos a las carreteras se encuentran canteras de áridos, que se utilizan en pavimentos viales y en construcción. Las canteras están constituidas por anfibolitas, esquistos anfibolíticos, esquistos sericíticos, harzburgitas serpentinizadas y serpentinitas; en el sector de Cabo de Horno (UTM: 607538E, 9601393N) se presentan esporádicos cuerpos de serpentinita con asbesto de la variedad crisotilo.

REFERENCIAS

ASPDEN J., BONILLA W., DUQUE, P. (1995) The El Oro Metamorphic Complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. Overseas Geology and Mineral Resources, Nº.67.

ASPDEN J.A., HARRISON, S. M., and RUNDLE, C.C. (1992) New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and the El Oro Province of Ecuador. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 6,112, 77-96.

DUQUE, P. (1993) Metamorphic history & structure of the El Oro ophiolitic complex, Ecuador & Geodynamics, ORSTOM/University of Oxford, Oxford 21-23 Sept 1993, extended abstracts volume, 359-362.

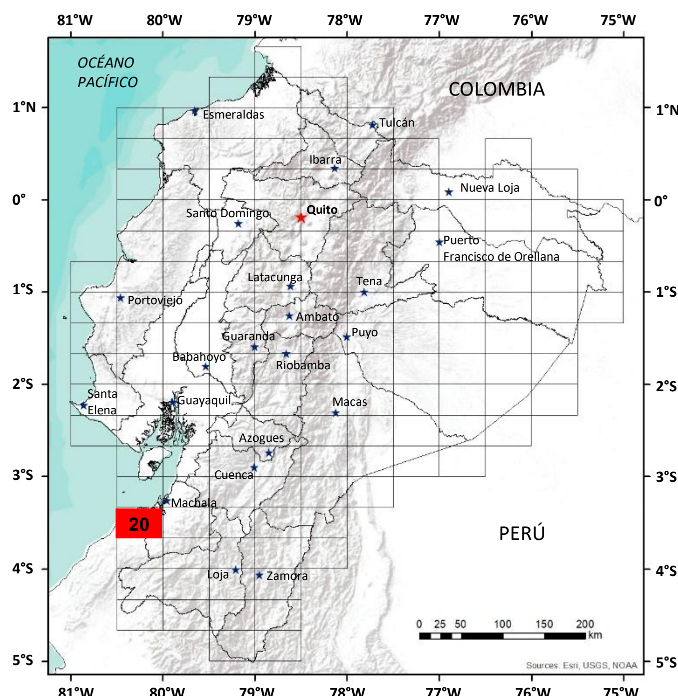
FEININGER, T. (1975) Geología de la zona Arenillas–Puyango. PREDESUR-EPN, Publicación N.37, 200 ejm, Quito.

FEININGER, T. (1978) Geologic map of Western El Oro Province. 1:50000. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

GABRIELE, P. (2002) HP Terranes exhumation in an active margin setting: Geology, Petrology and Geochemistry of the Raspas Complex in SW Ecuador. Thése de Doctorat l´Université de Lausanne, Lausanne, Suiza, 261p.

GABRIELE. P., BALLÈVRE, M., JAILLARD, E., HERNANDEZ, J. (2003) Garnet-chloritoid-kyanite metapelites from the Raspas Complex (SW Ecuador): a key eclogite-facies assemblage. Equipe Lithosphère, Geosciences Rennes, Université de Rennes.

INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO METALÚRGICO DEL PERÚ INGEMMET (1994) Mapa geológico del Cuadrángulo de Tumbes, Escala 1:100000.



HOJA GEOLÓGICA-20
HUAQUILLAS (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Huaquillas se localiza en la región suroccidental del Ecuador, en la provincia de El Oro, limita con la República del Perú y abarca una superficie aproximada de 960 km². El principal acceso al área se realiza a través de la red vial de primer orden Machala–Santa Rosa–Arenillas–Huaquillas. El relieve del sector varía entre los 2 y 390 m s. n. m.. El sistema hidrográfico está conformado por las cuencas bajas de los ríos Arenillas al este y Zarumilla al oeste, presentando patrones de drenaje predominantemente dendríticos que cambian a subparalelos en las zonas escarpadas y que se encuentran generalmente asociadas con estructuras tectónicas antiguas.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el **Mesozoico**, las evidencias más antiguas dentro del área de Huaquillas corresponden al desarrollo de protolitos basálticos generados en ambientes de dorsal oceánica. Estos dieron origen a la **Anfibolita Quebrada Plata ($T3_{Qp}$)** que aflora como una franja elongada de orientación E–O, compuesta por anfibolitas, esquistos verdes y serpentinitas. Los análisis geoquímicos revelan afinidad tipo MORB, lo que sugiere un origen en corteza oceánica [1], aunque inicialmente atribuida al **Precámbrico**, dataciones más recientes sitúan su edad en el **Triásico** [5], [6]. En el mismo contexto temporal se originó la **Anfibolita Arenillas ($T3_{A}$)** de composición y génesis similar interpretada como un conjunto de basaltos oceánicos sometidos a metamorfismo de grado medio [1].

De manera contemporánea, eventos de colisión continental y procesos de acreción tectónica facilitaron la génesis de los gneises a partir de protolitos ígneos y sedimentarios. En este marco se formaron el **Gneis La Bocana ($T3_{B}$)** y el **Gneis Limón Playa ($T3_{L}$)**. Estas formaciones presentan estructuras foliadas y texturas recristalizadas, indicativas de un metamorfismo de grado medio a alto en un entorno colisional [3]. Aunque, inicialmente asignadas al **Paleozoico**, dataciones en circones han confirmado una edad del **Triásico Superior** [5].

Desde el **Jurásico Superior al Cretácico Inferior**, la región experimentó una intensa actividad tectónica relacionada con la subducción de corteza oceánica y la acreción de fragmentos litosféricos al margen continental. Este contexto dio lugar a la formación del **Melange Palenque ($J3K1_{Pq}$)**, caracterizado por su naturaleza caótica con fragmentos de diversa procedencia incrustados en una matriz deformada, lo que sugiere un origen en una zona de subducción activa [1].

Durante el **Cretácico Inferior**, se emplazó la **Serpentinita El Toro (K_{T})** constituida por serpentinitas y harzburgitas serpentinizadas. Estas rocas ultramáficas, de baja densidad, fueron transportadas tectónicamente desde el manto superior hacia niveles superficiales [2].

En paralelo, se registró la formación de rocas de alta presión y baja temperatura, representadas por el **Esquisto Río Panupali ($K1_{P}$)**. La presencia de glaucofana, aunque parcialmente retrógrado, confirma que estas rocas correspondieron originalmente a esquistos azules, exhumados rápidamente desde zonas profundas del prisma de subducción [2].

En el **Cenozoico**, durante el **Mioceno**, se registraron pulsos magmáticos asociados con la subducción activa del margen andino occidental, que dieron lugar al emplazamiento de pequeños cuerpos ígneos contemporáneos a la sedimentación volcánica del arco continental representado por el Grupo Saraguro [9]. En este contexto se instalaron rocas granodioríticas que afloran al este de Arenillas, las cuales intruyen formaciones metamórficas como el Gneis Limón Playa. Su asociación con diques aplíticos sugiere múltiples fases de intrusión y eventos hidrotermales posteriores [1], [7].

La evolución tectónica posterior, marcada por el levantamiento andino, promovió la acumulación de depósitos clásticos continentales. La **Formación Quebrada Seca (M_{Qs})** datada en el **Mioceno Superior** [8], se compone de materiales depositados en ambientes de abanicos aluviales y sistemas fluviales trenzados que reflejan dinámicas de transporte de alta energía.

La deformación asociada a este levantamiento estuvo controlada en parte por sistemas de fallas como Zanjón Naranjo, Tahuín y La Palma-El Guayabo, los cuales facilitaron la generación de espacios de acomodación para la sedimentación.

Durante el **Holoceno**, los procesos sedimentarios fueron dominados por dinámicas fluviales y marinas. En áreas de baja energía al norte de Arenillas, se acumularon depósitos de **Llanura Aluvial (Q_{La})**. Finalmente, a lo largo del borde costero del Océano Pacífico, se desarrollaron **Depósitos Costeros Supramareales (Q_{Sm})**, representativos de ambientes de marismas, salitrales, esteros y manglares caracterizados por sedimentación fina. De manera coetánea los **Depósitos Aluviales (Q_A)** se formaron en los valles de los ríos Zarumilla, Palmales y Arenillas, compuestos por gravas, arenas y limos.

REFERENCIAS

[1] J. ASPDEN, W. BONILLA, Y P. DUQUE, THE EL ORO (1995) Metamorphic Complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits, Overseas Geology and Mineral Resources, No. 67.

[2] P. DUQUE (1993) “Metamorphic history and structure of the El Oro ophiolitic complex, Ecuador,” ORSTOM/University of Oxford, Extended Abstracts, pp. 359–362.

[3] T. FEININGER (1976) Geología de la zona Arenillas–Puyango, PREDESUR-EPN, Publicación No. 37, Quito.

[4] J. B. KENNERLEY (1980) “Outline of the geology of Ecuador,” Overseas Geology and Mineral Resources, No. 55.

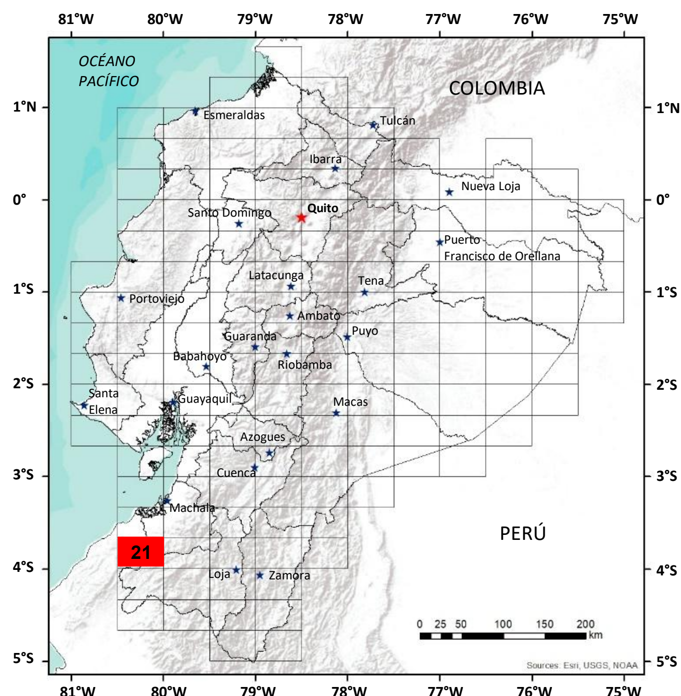
[5] S. R. NOBLE, J. A. ASPDEN, Y R. JEMIELITA, (1997) “Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador,” Geological Society of America Bulletin.

[6] P. GABRIELE (2002) HP Terranes Exhumation in an Active Margin Setting, Université de Lausanne, Suiza.

[7] J. A. ASPDEN, S. M. HARRISON, Y C. C. RUNDLE (1992) “New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and the El Oro Province of Ecuador,” J. South Am. Earth Sci., vol. 6, pp. 77–96.

[8] INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO METALÚRGICO DEL PERÚ (INGEMMET) (1994) Mapa geológico del Cuadrángulo de Tumbes, Escala 1:100000.

[9] W. PRATT, J. FIGUEROA Y B. FLORES (1997) Mapa Geológico de La Cordillera Occidental entre 3°– 4° S, CODIGEM–British Geological Survey, Ministerio de Energía y Minas, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-21
PUYANGO (1986)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Puyango se encuentra localizada en la Sierra Austral Ecuatoriana, limitada por la Cordillera Tahuín al Norte y las estribaciones de la Cordillera Celica al Sur, junto a la frontera Ecuatoriana-Peruana. Un carretero de segundo orden, cruza el área de norte a sur conectándola con la ciudad de Machala (Costa Ecuatoriana). Posee además una regular distribución de caminos de tercer orden que unen a las diferentes poblaciones que se encuentran localizadas en la Hoja. Las alturas varían entre 100m en la Cordillera de Tahuín al norte hasta 1400m.s.n.m al sur en la Cordillera Celica. El principal sistema hidrográfico está constituido por el río Puyango y sus afluentes, tales como las quebradas Cochurco, El Guineo, Chirimoyo, entre otras. El río Puyango drena en dirección Este-Oeste, desembocando en el Océano Pacífico.

El clima predominante es tropical de sabana al norte de la Hoja, variando a tropical monzón en las partes más altas del área, especialmente al Sur-sureste.

GEOLOGÍA

Rocas metamórficas de edad Precámbrico Superior-Paleozoico están aflorando al norte de la Hoja, intruidas por la Granodiorita La Florida del Paleozoico Superior. Hacia el sur, en las inmediaciones del río Puyango, rocas Cretácicas del Grupo Alamor se encuentran sobreyaciendo en marcada discordancia angular a las rocas Paleozoicas del Grupo Tahuín.

Grupo Piedras (PcPa) (Precámbrico Superior): Está representada en la Hoja por un pequeño afloramiento de anfibolita, que marca el contacto sur del Grupo Piedras, cuya extensión es más amplia al norte.

La anfibolita presenta un color verde obscuro, algo moteado, debido a la presencia de una hornblenda verde obscuro hasta negro y plagioclasa blanca. La relación hornblenda-plagioclasa es dos a uno. Se encuentra mayormente saussuritizada.

Grupo Tahuín (PzT_1, PzT_2, PzT_3, PzT_4) (Paleozoico): Aflora al norte del río Puyango. Está representado por rocas de composición pelítica y cuarzo-feldespático, que demuestran un incremento en el grado metamórfico de sur a norte. Feininger (1975) ha dividido al grupo en cuatro unidades geológicas, definidas por su predominio litológico. Estas cuatro unidades son reconocidas en la Hoja.

Unidad 1 (PzT_1): Rocas clásticas no metamorfizadas. Consiste de areniscas grises con estratificación gradada, intercalada con lutitas y limolitas, como se observa en las quebradas El Tigre, Sábalo que drenan hacia el sur, al río Puyango. Hacia el sur esta unidad se encuentra cubierta en discordancia angular por las rocas cretácicas del Grupo Alamor.

Unidad 2 (PzT_2): Cuarcitas y filitas o esquistos. Situadas al norte de la Unidad 1, estas rocas presentan cambios graduales a rocas metamórficas. Las lutitas de la Unidad 1 presentan un brillo sedoso (filítico) debido a la presencia de sericita. Las areniscas muestran localmente cambios en su textura. Las fino granulares han sido recristalizadas a cuarcitas. Las de grano grueso aún preservan rasgos de textura clástica. Más hacia el norte, cerca de la Unidad 3, las pelitas, se transforman a verdaderos esquistos.

Unidad 3 (PzT_3): Gneis finogranular. Demuestra un grado metamórfico más alto que la Unidad 2. Este gneis está caracterizado por ser de grano fino, aunque localmente tiene un grano medio. Hacia el occidente, en la quebrada Las Hojas forma un cuerpo fallado. Los gneises finogranulares incluyen los siguientes tipos: gneis feldespático alumínico aplítico, cuarzoso y esquisto gnéisico (Feininger, 1975).

Unidad 4 (PzT_4). Gneis y migmatitas de grano medio a grueso. Abarca una amplia zona que cruza el norte de la Hoja de este a oeste. Se encuentra cortada por diversos cuerpos de la Granodiorita La Florida. Esta unidad consiste principalmente de gneis y migmatita graníticas alumínicas de grano medio a grueso (Feininger, 1975). No se observa rocas máficas o carbonatadas. Las características texturales son variables presentándose gneises foliados con débil segregación laminar, gneis fuertemente laminados y migmatitas de varios tipos. Las rocas de esta unidad (excluyendo las inclusiones en las migmatitas) consisten de cuarzo, plagioclasas (oligoclasa, moscovita, sillimanita, granate y cordierita). Los accesorios más comunes son grafito, zircón, apatito y turmalina.

METAMORFISMO

Las rocas del Grupo Tahuín muestran un incremento en su grado de metamorfismo de sur a norte, desde nulo en la Unidad 1 hasta de grado alto en la Unidad 4.

Todas las rocas de bajo a medio grado del Grupo Tahuín, pertenecen a la serie de facies de baja presión, con sus minerales característicos: andalucita, sillimanita y cordierita, mientras el granate está ausente.

Granodiorita La Florida (Pzf) (Paleozoico): Aflora en forma de un cuerpo alargado, con un ancho que no excede los 2km. Forma contactos concordante con las rocas del Grupo Tahuín. Presenta un color gris, con textura gnéisica a maciza, de grano grueso medio. Compuesta por cuarzo, oligoclasa y biotita. Localmente presenta pequeñas cantidades de moscovita, sillimanita, granate o cordierita. Presenta una fase turmalínica en la quebrada Las Lajas (920-815) (Feininger, 1975).

Grupo Alamor (Kacz, Kacn, Kazp) (Cretácico superior): Aflora al Sur de la hoja, en las cercanías del río Puyango, descansa discordantemente sobre las rocas no metamorfizadas del Grupo Tahuín.

Está integrado por tres formaciones: Ciano, Zapotillo y Cazadero, las cuales se encuentran interdigitadas entre sí, debido a un cambio lateral de facies.

Formación Ciano (Kacn): Ocupa la esquina sur-este de la Hoja. Consiste principalmente de sedimentos de tipo limolita y lutita, intercalados con rocas volcánicas, como se observa a lo largo de la quebrada Pingallillo, y en la carretera nueva en construcción Alamor-Puyango, donde además muestra evidencias claras de tectonismo. Se nota un bajo metamorfismo hacia el norte, presentándose una débil foliación y un brillo sedoso, debido a la presencia de sericita. Buenos afloramientos de este leve metamorfismo se localizan a lo largo de la quebrada Cochurco.

Formación Zapotillo (Kazp): Aflora en la esquina sur-oeste de la Hoja. Forma parte de una secuencia del flysch del Grupo Alamor. Consiste de lutitas negras y grauvacas. También han sido afectadas por un bajo metamorfismo, los sedimentos se encuentran muy duros, como se observa en el poblado de Banderones (915-590).

Formación Cazaderos (Kacz): Aflora a lo largo del río Puyango, descansando discordantemente sobre las rocas del Grupo Tahuín. Su parte basal consiste de areniscas de grano grueso y conglomeráticas, localmente con estratificación fluvial, lo que parece indicar un ancho río, o una antigua línea de playa. La parte marina de esta formación está indicada por las calizas negras calcáreas situadas al sur del río Puyango y filitas negras. Dentro de la caliza se encuentran ammonites.

Troncos petrificados se encontraron en gran cantidad en las areniscas y conglomerados que afloran en la quebrada Los Sábalos.

Aluvión (TPal) (Terciario Superior-Pleistoceno): Rellena mayormente la cuenca de Palmales al norte de la Hoja. Consiste de un conglomerado rojizo, cuyos cantos de 2-8cm de diámetro indican una fuente metamórfica en las rocas de los Grupos Piedras y Tahuín.

Depósito aluvial (Cuaternario): Representado por las zonas planas, adyacente a los valles de los ríos formados principalmente por limo y arena finamente estratificado, a excepción del aluvión del río Puyango que consiste de arena y grava.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona más afectada por la deformación está representada por las rocas metamórficas de los Grupo Tahuín y Piedras, cuya foliación sigue aproximadamente un rumbo este-oeste, y un buzamiento variable. Esta foliación fue producida por recristalización metamórfica.

Menos afectada por la deformación se encuentran las rocas pertenecientes al Grupo Alamor, las cuales presentan una débil esquistosidad, en sus afloramientos norteños.

Fallas: Las fallas más importantes de la zona norte a sur, son las siguientes: Palmales; Manabí de El Oro, Roblón, Dos Quebradas y Puyango.

De éstas la de mayor longitud es la falla Dos Quebradas.

Existen otras fallas menores, cerca de "Cuesta de Naranjo" (080-862) a lo largo de la Quebrada Picucha.

Diaclasas: La mayor parte de la zona se encuentra diaclasada, teniendo la mayoría un rumbo aproximado norte-sur, perpendicular al rumbo de la estructura geomorfológica regional.

Pliegues. Un sinclinal abierto dentro de la Formación Cazaderos, se presenta al sur del río Puyango, presentando un eje con dirección E/NE, con las rocas calcáreas preservadas en su centro (Kennerley, 1973).

GEOLOGÍA HISTÓRICA

El pequeño afloramiento de anfibolita del Grupo Piedras forma parte de un complejo ofiolítico formado en una dorsal oceánica metamorfoseada bajo la dorsal de su origen. Los sedimentos protolitos del Grupo Tahuín fueron depositados en una pendiente continental principalmente en agua profunda, sobre el límite de una placa oceánica y continental. La anfibolita representaba una parte de la placa oceánica. Ambas placas viajaban juntas en un borde continental pasivo tipo atlántico. Durante el Paleozoico Superior (?) se decoplaron las dos placas para dar lugar a una fosa, con la formación de una zona de Benioff. Esta fosa se encontraba al norte del área estudiada. Dentro de la zona de Benioff se generaron magmas calcoalcalinos, para dar lugar a la formación de la Granodiorita La Florida. Contemporáneamente subieron las superficies isogeotérmicas para dar lugar a la formación del metamorfismo regional que afectó a los sedimentos del Grupo Tahuín y el segundo metamorfismo del Grupo Piedras (Feininger, 1975).

La discordancia angular observada entre las rocas del Grupo Tahuín y las rocas Cretácicas del Grupo Alamor, indican un largo período de levantamiento y erosión. Según Kennerley (1973) las rocas del Grupo Alamor fueron depositadas en un geosinclinal Mesozoico, de dirección NE-SO, que ocupaba la totalidad de la parte sur-oeste del Ecuador y mucho de la parte nor-oeste del Perú.

Kennerley cree que la diferencia litológica entre las tres Formaciones que forman el Grupo Alamor se debe a cambios laterales de facies, así las Formaciones Zapotillo y Ciano representan un ambiente de aguas profundas, en cambio la Formación Cazaderos fue depositada en aguas marinas someras (plataforma) y parte en un ambiente de playa (areniscas conglomeráticas con estratificación fluvial).

Los aluviones representan los procesos erosivos más jóvenes y continuos a partir del Terciario Superior; y rellenan las cuencas bajas de deposición.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El principal recurso económico que ofrece perspectivas halagadoras constituye las calizas que forman parte de la Formación Cazaderos, cuyas reservas parecen ser considerables.

Las segregaciones de cuarzo lechoso observadas en el Grupo Tahuín, son resistentes a la meteorización y se van concentrando con la erosión en las quebradas. Macroscópicamente el cuarzo lechoso se presenta puro, por lo cual sería muy apto para la fabricación de vidrio. La desventaja para su uso comercial sería la solidez de sus bloques y la poca distribución de ellos.

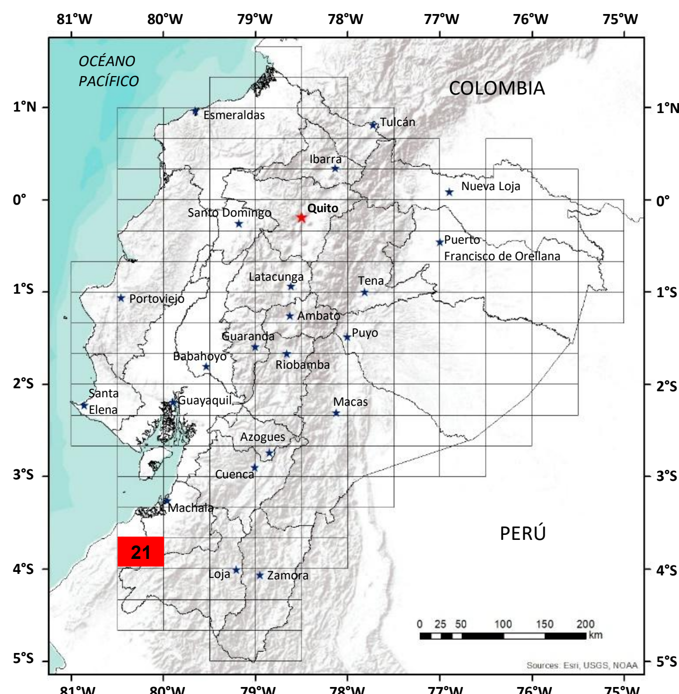
Como piedra ornamental tendríamos la Granodiorita La Florida y las Migmatitas del Grupo Tahuín, debido a sus colores atractivos y gran dureza.

Se recomienda hacer un muestreo geoquímico alrededor del sitio denominado "Loma de Chonta", pues hay evidencias de una posible zona de alteración hidrotermal.

REFERENCIAS

FEININGER TOMAS (1975) Geología de la Zona de Arenillas y Puyango. Escuela Politécnica Nacional, Quito.

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province. Southern Ecuador. Inst. Geol. Sci., London. Overseas Division. Report N° 23.



HOJA GEOLÓGICA-21
PUYANGO (2017)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio está ubicada al sur del Ecuador, en la frontera suroccidental con la república del Perú, dentro de las provincias de Loja y El Oro, incluye parte de los cantones Puyango, Zapotillo, Las Lajas y ocupa un área de aproximadamente 800 km^2. Tiene dos accesos principales, desde la Sierra por las vías de primer orden Quito – Loja – Alamor, por la Costa, se utiliza la vía Guayaquil – Machala – Las Lajas. Existen varias vías de segundo orden entre parroquias y caseríos que facilitan el acceso a la zona.

Se encuentra en la región austral y engloba tres regiones geomorfológicas: al norte se distingue una pequeña proporción de la planicie de depósitos costaneros miocénicos y aluviales (40 m.s.n.m.), en la parte central predominan los relieves la cordillera de Tahuín (600 m.s.n.m.) y, al sur una topografía más alta (1360 m.s.n.m.) de las rocas sedimentarias de la cuenca Alamor – Lancones.

GEOLOGÍA REGIONAL

La zona de estudio abarca el sur del Complejo Metamórfico El Oro y el norte de la cuenca Alamor – Lancones. Las rocas metamórficas e ígneas pre – cenozoicas incluye la División Semipelítica Tahuín y los complejos Máfico Piedras, Ofiolita Raspas y Granítico Moromoro (Feininger, 1976; Aspden y otros 1995). La cuenca Alamor – Lancones contiene secuencias sedimentarias marinas del Cretácico que se desarrollaron con sedimentos aportados desde el Bloque Amotape – Tahuín al occidente y, de material volcánico y volcanoclástico atribuido al arco Celica ubicado al oriente.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad El Tigre (Pz_{Tt}) (Paleozoico): (Feininger, 1976). Forma amplios cuerpos de dirección E – O. Está expuesta en la vía El Tigre - Río Puyango (UTM: 608290E; 9576904N). Consiste de rocas sedimentarias a sedimentarias con leve metamorfismo, son areniscas, grauwacas, limolitas, lutitas y meta-areniscas. El incremento del grado metamórfico se da de sur a norte; aún son evidentes estratificación y estructuras sedimentarias bien preservadas tales como laminación paralela, estructuras en flama y leves plegamientos. El contacto con la unidad La Victoria está relacionado al incremento del grado metamórfico, por lo que se consideró un contacto transicional (Feininger, 1976) modificado por la falla Chiriboga. Está cubierta discordantemente por los sedimentos de la formación Quebrada Los Zábalos, en la franja al sur el contacto es tectónico y discordante. La edad de las rocas de la División Semipelítica Tahuín se considera como Paleozoica (Feininger, 1976), probablemente Devónico Temprano a Medio (Aspden y otros, 1995).

Unidad La Victoria (Pz_{Tv}) (Paleozoico): (Feininger, 1976). Forma una franja de dirección E–O, expuesta en la vía Arenillas - Puyango (UTM: 605576E; 9585685N). Está constituida por cuarcitas, pizarras, filitas que predominan al sur y esquistos sericíticos en la zona norte, constituyen el equivalente metamorfizado de las rocas de la unidad El Tigre, por lo general al sur de la unidad aún se observa estratificación, mientras se avanza hacia el norte la foliación está bien desarrollada. El contacto con la unidad El Tigre esta principalmente marcado por la aparición de biotita, como indicador del incremento del metamorfismo, así como el desarrollo de clivaje regional (Feininger, 1976), contacto que se encuentra afectado por la falla Chiriboga. El contacto con la unidad La Bocana está relacionado con el incremento del grado metamórfico, aunque está afectado por la falla El Cedro.

Unidad Quebrada Plata (TR_{Pp}) (Triásico): (Feininger 1976). Forma un pequeño cuerpo en el borde nororiental de la Hoja. Se encuentran en el camino Las Mercedes - El Bunque (UTM: X: 605196; Y: 9594661) y en el sector de San Vicente (UTM: 599697E; 9593569N). Consiste de anfibolitas de color verde oscura de textura nematoblástica con cristales de tamaño medio a grueso, por lo general están saussuritizadas, contiene principalmente hornblenda y plagioclasa, adicionalmente se puede encontrar actinolita, ± clinozoisita, ± cuarzo, ± clorita, ± epidota, ± clinopiroxeno, ± zircón, ± rutilo y ± esfena. El contacto con los gneis y migmatitas La Bocana en algunos sectores, se define como tectónico, en este caso no se ha observado indicadores de falla, determinándose el contacto como intrusivo. Se encuentra cubierta discordantemente por los sedimentos miocénicos de la Formación Quebrada Seca y depósitos aluviales. Aspden y otros (1995), Noble y otros (1997) las determinan como triásicas.

Unidad La Bocana (Tr_{Mb}) (Triásico): (Feininger 1976). Se presenta como una faja gruesa de dirección E-O, se encuentra en el margen de la quebrada Las Lajas (UTM: 589860E; 9584365N), consiste de gneis de grano medio a grueso y migmatitas, los gneis son de color gris blanquecino contiene biotita, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, ± granate, ± sillimanita y ± cordierita. Corresponderían al metamorfismo de alta temperatura de las unidades El Tigre y La Victoria, el incremento del grado metamórfico se da de sur a norte, partiendo con gneis de grano fino y medio hasta gneis de grano grueso con cristales de micas de hasta 5mm y en algunos sectores donde el incremento de temperatura es mayor se observa migmatitas de color gris blanquecino. Al norte la unidad se encuentra cubierta discordantemente por los sedimentos miocénicos de la Formación Quebrada Seca y depósitos aluviales. Se asigna una edad Triásica Tardía (Aspden y otros, 1995; Riel y otros, 2013).

Unidad La Florida (Tr_{Mf}) (Triásico): (Feininger, 1976). La localidad tipo está en el poblado La Florida (UTM: 597773E; 9586256N), se presentan como varios cuerpos alargados de dirección NE–SW. Son de color gris claro y en roca meteorizada tiene una coloración rojiza, por lo general son masivas, en las zonas de contacto o de falla presenta una leve foliación; contienen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita y ± sericita como mineral secundario, los cristales son de grano grueso encontrándose megacristales de feldespatos de hasta 3cm, también se pueden hallar cristales tabulares grandes de turmalina. Comúnmente alojan xenolitos de diversos tamaños de gneis y meta-sedimentos finos. Están intruyendo a las unidades La Bocana y La Victoria, Aspden y otros (1995) definen una edad de Triásico Tardío.

Formación Celica (K_C) (Cretácico): (Kennerley, 1973). Se presentan como dos cuerpos pequeños. Se identifican en la vía hacia Alamor (UTM X: 608354E; Y: 9563719N). Consiste de una secuencia volcanoclástica caracterizada por flujos masivos de brechas volcánicas y aglomerados con menor proporción de tobas andesíticas y grauwacas. Las brechas volcánicas son de color verdoso con líticos volcánicos subangulares a angulares de composición básica a intermedia, también se tiene cristales de plagioclasa, hornblenda y piroxeno en una matriz de vidrio con posterior silicificación, además se encuentra clorita, epidota y calcita como producto de alteración propilítica acompañado de pirita diseminada. Estos cuerpos están cortados por diques andesíticos métricos con sulfuros (Py, ± Cpy) y vetas centimétricas de cuarzo. Existen facies lávicas caracterizados por flujos de andesitas y andesitas-basálticas propilitizadas de color gris verdoso. Con la Formación Puyango tiene contacto fallado y varias interdigitaciones no mapeables, respecto a la Formación Ciano está cubierta discordantemente e interdigitada principalmente en la base. (Jaillard y otros, 1996) sugieren que la edad es del Albiense.

Formación Quebrada Los Zábalos (K_{Qz}) (Cretácico): Definida en el 2013 en los mapas geológicos de Puyango 1:50000 y Zaruma 1:100000, la localidad tipo está en la Quebrada Los Zábalos (UTM X: 600738E; Y: 9571400N). Consiste de areniscas cuarzosas de color gris claro de grano fino, conglomerados finos a medios, grauwacas verdosas intercaladas con areniscas grises finas a medias silicificadas y niveles finos de lutitas fisiles, en esta formación se encuentran alojados troncos fósiles de gran tamaño e improntas de Hojas. Está depositada discordantemente sobre las rocas de la unidad El Tigre y sobreyacida concordantemente por la Formación Puyango. Se infiere que el contacto con la Formación Ciano está marcado por la falla Balsal. Se atribuye a la Formación una edad de Albiense (Jaillard y otros, 1999).

Formación Puyango (K_{Py}) (Cretácico): (Jaillard y otros, 1999). Se encuentra en el camino antiguo a Alamor (UTM: 602571E; 9570367N). Está constituida por calizas negras con niveles finos de lutitas calcáreas y calciarenitas, están fuertemente deformadas y cortadas por vetillas de calcita, la presencia de fósiles es muy común, ya sea a escala micro como macro, se encuentran amonites que alcanzan hasta los 50 cm. En el sector conocido como la Playa del Gringo (UTM: 598426E; 9570461N), afloran calizas grises fosilíferas con abundantes restos de bivalvos, también es posible encontrar amonites y restos de colonias pequeñas de corales. Se considera como equivalente a la Formación El Muerto de la zona peruana, ya sea por dataciones paleontológicas como por posición estratigráfica. Se define un espesor de 300 metros para la Formación. Sobreyace concordantemente a la Formación Quebrada Los Zábalos y está cubierta en discordancia angular por la Formación Chaquino del Grupo Zapotillo. El contacto con la Formación Ciano es concordante y en algunos sectores se encuentra afectado por diversas fallas. (Jaillard y otros, 1999) atribuye una edad de Albiense Medio a Tardío.

Formación Ciano (K_{Cn}) (Cretácico): Kennerley (1973). Está expuesta en la vía hacia Alamor (UTM: 607680E; 9559720N). Consiste de secuencias turbidíticas de orden centimétrico a decimétrico de limolitas finamente laminadas, lutitas silicificadas, areniscas finas y una variable proporción de niveles volcanoclásticos intercalados de poco espesor. Es considerada como una facies turbidítica cuya diferencia con el resto de la cuenca radica en el alto contenido volcánico, así como la importante silicificación, definiéndola como una facies proximal al arco volcánico Celica. Se estima un espesor variable entre 400 y 1000 metros. Está interdigitada con los volcánicos Celica, se interpreta un contacto transicional con la Formación Chaquino y concordante con la Formación Tronco Quemado del Grupo Zapotillo. Jaillard y otros (1999) precisan una edad de Albiense-Cenomaniense.

Grupo Zapotillo. - Para este trabajo ha sido diferenciado y subdividido en tres formaciones claramente representadas en los mapas geológicos Alamor, Zapotillo y Puyango 1:100000.

Formación Chaquino (K_{Ch}) (Cretácico): Expuesto en el Río Puyango (UTM: 582750E; 9560019N) y la localidad tipo está definida en el mapa geológico Alamor 1:100000, en el poblado de Chaquino (UTM: 573776E; 9537360N). Presenta secuencias de calci–turbiditas formadas por intercalaciones centimétricas de limolitas y lutitas calcáreas negras, margas, grauwacas, areniscas finas y niveles de volcanosedimentos finos. La sección media presenta paquetes centimétricos de limolitas cafés y lutitas negras muy consolidadas intercalados con niveles centimétricos de areniscas finas con líticos calcáreos, contiene fósiles (bivalvos) e improntas de flora (algas). La parte alta se caracteriza por la disminución de los paquetes de lutitas y el incremento en los espesores de niveles de areniscas – arcosas, pero se conserva una relación similar en cuanto a su distribución secuencial, son comunes las concreciones calcáreas y lutáceas esféricas o alargadas. Se estima un espesor variable de 300 metros. Para la cuenca Lancones en Perú su equivalente sería la formación Huasimal, correspondiendo una edad del Cenomaniense (Jaillard y otros, 1998).

Formación Tronco Quemado (K_{Tq}) (Cretácico): Se encuentra en los alrededores de La Esperanza (UTM: 588059E; 9558033). La zona tipo está definida en el mapa Alamor 1:100000, en el sector denominado Tronco Quemado (UTM: 567699E; 9508409N). Predominan estratos métricos de areniscas feldespáticas (arcosas) de tamaño fino – medio con nódulos carbonatados y lutáceos de varios tamaños, pero con forma predominantemente esférica, al tope se aprecia una disminución de los paquetes de areniscas en beneficio de las lutitas, se encuentran estratos de brechas con líticos sedimentarios y lutitas con cemento carbonatado. Se estima un espesor aproximado de 300 metros. Por posición estratigráfica se asociaría con la Formación Jahuay Negro de la cuenca Lancones en Perú, estableciendo una edad de Cenomaniense Superior – Turoniense (Jaillard y otros, 1998).

Formación Mangahurco (K_{Mg}) (Cretácico): Se expone una pequeña parte en la zona suroeste del mapa geológico, se observa en el camino hacia Gramadal en el sector de Totumo (UTM: 572930E; 9557994N). La localidad tipo se encuentra en el poblado de Mangahurco (UTM:563638E; 9540709N) dentro del mapa geológico Alamor 1:100000. Presenta grandes paquetes cíclicos de areniscas finas y lutitas de color café oscuras fisibles, donde predominan estas últimas. Se observan nódulos lutáceos redondeados no mayor a los 20 cm, contiene esporádicos estratos de calizas, brechas y microconglomerados de aporte sedimentario, existen diques sedimentarios arenosos que atraviesan zonas de fallas menores y diaclasas. Los fósiles encontrados no están bien preservados, pero se diferencian bivalvos y restos de plantas. Se considera un espesor entre 200 y 400 metros. En la cuenca Lancones en Perú correspondería a la sección media alta de la Formación Los Encuentros que se le asigna una edad de Turoniana (Reyes y Caldas, 1987 en INGEMMET, 1994).

El Grupo Zapotillo, con su equivalente en el territorio peruano al Grupo Copa Sombrero, sobreyace discordantemente a la Formación Puyango, la Formación Tronco Quemado cubre concordantemente a la Formación Ciano. El grupo es cubierto discordantemente por la Formación Cañaveral y se infiere un contacto discordante con la Formación Cazaderos.

Formación Cañaveral (K_{Cv}) (Cretácico): Se expone en la Loma del Palpo (UTM: 565739E; 9558202N). La ubicación tipo esta al sur del mapa, en la quebrada El Chorro al sur del sector de Cañaveral (UTM: 566223E; 9549750N). Incluye paquetes métricos de conglomerados con líticos metamórficos (cuarcitas, filitas y lutitas), con mal sorteo, subredondeados y con tamaño promedio de 15 cm. En menor proporción contiene areniscas cuarzosas de grano grueso silicificadas de color gris claro compuestas en su mayoría por clastos de cuarzo (60%), con menor proporción de plagioclasa, sericita y líticos metamórficos. Se infiere un espesor de al menos 300m. La formación descansa discordantemente sobre el Grupo Zapotillo. Respecto a la sobreyacente Formación Cazaderos se tiene contacto concordante. En la cuenca Lancones en Perú correspondería a la Formación Tablones y se establece una edad entre el Campaniense y Maastrichtiense (Reyes y Caldas, 1987; García y otros, 2015 en INGEMMET, 1994).

Formación Cazaderos (K_{Cz}) (Cretácico): (Kennerley, 1973). Se encuentran en la vía Gramadal –Progreso – Cazaderos (UTM: 572228E; 9558289N). La zona tipo está definida en el poblado de Cazaderos (UTM: 557700E; 9548025N, consiste de una secuencia monótona de lutitas de color café oscuro fisibles con lentes de areniscas de hasta 15 cm de espesor. Tiene niveles calcáreos muy finos de no más de 5 cm. Existen estratos con nódulos calcáreos dispersos de no más de 10cm de diámetro. Se observan diques sedimentarios, pero son finos y además de capas muy finas de conglomerados, pero en ambos casos son excepciones. Se considera que la formación tiene al menos 500 m de espesor y sobreyace discordantemente a la formación Cañaveral. Se correlacionaría con la Formación Pazul en Perú. Se considera que el depósito se dio entre el Campaniense tardío y el Maastrichtiense (Jaillard y otros, 1998).

Formación Quebrada Seca ($M?_{Qs}$) (Mioceno?): Definida en este trabajo. El nombre de la Formación se toma en referencia al poblado Quebrada Seca (UTM: 589809E; 9591818N). Morfológicamente se presenta como altos topográficos de hasta 40 metros, que se encuentran alineados con dirección E–O.

Consiste de areniscas gruesas y conglomerados finos semiconsolidados, con escasos niveles de limolitas grises a verdosas, se encuentran en capas horizontales decimétricas a métricas, son de color blanquecino a amarillento, están constituidas de cuarzo, plagioclasa, moscovita y abundantes líticos de cuarcita, esquistos sericíticos y filitas, soportados en una matriz limo - arcillosa (30%), la fuente de los sedimentos proviene del Complejo Metamórfico El Oro. Sobreyace discordantemente a los gneis y migmatitas La Bocana y anfibolitas Quebrada Plata, y están cubiertos en discordancia por depósitos aluviales. Se estima un espesor de aproximadamente 100 metros. Al considerar la equivalencia con la Formación Tumbes del Perú, se establece una edad de Mioceno Superior (INGEMMET, 1994).

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos aluviales (Q_A) (Cuaternario): Se desarrollan en las zonas geomorfológicas bajas, están caracterizados por limos, arenas, gravas y rodados de variables dimensiones de cuarcitas, gneis, anfibolitas y rocas metapelíticas, al norte y este de la zona se encuentran formando amplias planicies en los valles de las quebradas Las Lajas, Chiquita, Palmales y del Oso. Al suroeste del mapa, en la zona de Loma de Palpo, los depósitos aluviales son principalmente de origen sedimentario y acarreado por la quebrada Manantial y el río Puyango.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona de estudio abarca la parte sur del Complejo Metamórfico El Oro, el mismo que está afectado por fallas de cabalgamiento con dirección EO y NE-SO. Desde el norte, la falla Manabí de El Oro sigue las direcciones de las estructuras principales, fue delimitada mediante fotointerpretación, afecta a la morfología a nivel regional y se observa un fuerte control estructural a lo largo del sistema fluvial.

La falla El Cedro presenta un rumbo de N40°E buzando 65° hacia el SE, con variaciones en la dirección del buzamiento, coloca en contacto a las Unidades La Victoria y La Bocana. La falla principal que divide las unidades El Tigre y La Victoria denominada Chiriboga, tiene dirección EO, buza 75° N, evidencias de esta falla se observan al norte del poblado de Chiriboga donde se encuentran amplias zonas de deformación y fallas menores, está estructura ocasiona cambios en la dirección de la foliación.

La falla Balsal con dirección N64°E y buzando 78° hacia el NE, sitúa al basamento metamórfico y las formaciones sedimentarias de la cuenca en discordancia angular, esta estructura es de importancia regional y se infiere como el límite entre el basamento metamórfico y el volcánico. La zona de cizalla abarca aproximadamente unos 40 metros, se encuentran claros marcadores cinemáticos de importante tamaño (budines métricos).

Las Formaciones de la cuenca Alamor-Lancones se encuentran afectadas por sistemas de fallas regionales y locales con direcciones predominantes E-O, variando a NE-SO hacia el Sur. Generan un control estructural evidente sobre la morfología a lo largo de toda la cuenca.

La falla denominada Cebollal, tiene componente inverso y presenta pliegues de arrastre, claros indicadores cinemáticos (estrías, estriadores duros y budines) y material producto de la falla (milonita), la zona de cizalla es de aproximadamente 4 metros y rumbo de N32°E y un buzamiento de 58°NO; marca el contacto entre las formaciones Puyango y Celica, además contribuye en gran medida a la exposición de estos últimos a lo largo de la quebrada Cebollal. En el sector de Loma Palay (UTM: 598998E; 9566222N) atraviesa una falla con componente transpresivo, tiene dirección N75°E y buzamiento 53°NO, esta estructura produce importantes cambios en la dirección de las capas y en algunos casos las coloca verticalmente. La falla tiene control en los contactos de las Formaciones Quebrada Los Zábalos, Puyango y Ciano, y con el Grupo Zapotillo.

En la quebrada los Zábalos (UTM: 600738E; 9571400N) se encontró una falla local de componente normal con dirección N86°E buzando 41°SE, está asociada a una deformación sin-sedimentaria, originada por una posible inestabilidad de las capas de la formación Quebrada Los Zábalos

HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas del Complejo Metamórfico de El Oro han sido interpretadas como parte de un complejo prisma acrecionario que se extiende a lo largo de los Andes del Norte, la mayor parte de estas rocas se encuentran cubiertos por depósitos volcánicos Terciario/Cuaternarios (Aspden y otros, 1995). Los sedimentos protolitos de la División Semipelítica Tahuín, de origen turbidítico, depositados en el Paleozoico sobre una pendiente continental principalmente en agua profunda (Feininger, 1976), dentro de los cuales se incluye las Unidades El Tigre y La Victoria, fueron metamorfizados durante el Triásico Tardío, cuyo evento, dominado por temperatura, estuvo acompañado por incidencias tectónicas de alta intensidad provocando al norte cizallamiento dextral, formación de migmatitas (Unidad La Bocana), emplazamiento de granitoides sintectónicos y tectónicos tardíos de tipo S (Unidad La Florida). Cuerpos máficos de anfibolita de origen oceánico (Riel y otros, 2013), también de edad Triásica Tardía (Unidad Quebrada Plata), están espacialmente relacionados con el emplazamiento de los granitoides (Aspden y otros, 1995).

Durante el Cretácico temprano al tardío se produce la desmembración y rotación del Bloque Amotape-Tahuín de la Cordillera Real, este evento fue el causante de la apertura de la cuenca Alamor - Lancones (Egüez y Poma, 2001), datos paleomagnéticos indican que los sedimentos depositados sobre las rocas metamórficas sufrieron una rotación, progresiva, in situ, en sentido horario de hasta 90° (Mourier y otros, 1988), este evento de rotación sugeriría un régimen de cizalla dextral, justificando así la orientación Este – Oeste del Complejo Metamórfico El Oro (Aspden y otros, 1995).

La cuenca Alamor-Lancones inicia su subsidencia en el Aptiense (Jaillard y otros 1999), al noroeste de la misma y discordantemente sobre las rocas metamórficas, se depositaron sedimentos marinos siliciclásticos de playa y plataforma (Fm. Quebrada Los Zábalos). Durante el Albiense temprano a tardío (Bristow y Hoffstetter, 1977; Shoemaker, 1977), como consecuencia del avance del mar, se desarrolla en un ambiente de plataforma por debajo del tren de olas, de secuencias calcáreas de calizas negras y niveles de turbiditas distales (Fm. Puyango). Contemporáneo a esto, se da el inicio de la actividad volcánica hacia el Este, originándose basaltos oceánicos junto a brechas volcánicas (INIGEMM, 2013b), donde también se depositaron secuencias volcanoclásticas proximal de grano medio a grueso intercalado con flujos masivos de lavas (Fm. Célica).

En el Albiense Superior al Cenomaniense Inferior se da el inicio de la depositación turbidítica más importante que cubre toda la cuenca Alamor– Lancones (Kennerley, 1973), hacia el Este se desarrolló una facies proximal al arco volcánico predominantemente de sedimentos finos con alta contaminación volcánica (Fm. Ciano), mientras hacia el oeste, se depositaron sedimentos netamente turbidíticos con poca influencia volcánica (Grupo Zapotillo), este evento se desarrolló hasta el Turoniense, a partir de esto, se dio una regresión marina que duró hasta el Campaniense, dejando como evidencia potentes depósitos de conglomerados y areniscas gruesas de aporte metamórfico (Fm. Cañaveral). Durante el Maastrichtiense temprano-medio se produce una nueva transgresión (Jaillard y otros, 2005), donde los conglomerados y areniscas son cubiertas por turbiditas caracterizadas por lutitas negras intercaladas con limolitas (Fm. Cazaderos).

Los eventos geológicos finalizaron en la zona norte, durante el Mioceno Superior donde se desarrollaron depósitos de llanura costanera (Fm. Quebrada Seca) con principal aporte de las rocas del Complejo Metamórfico El Oro.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Dentro de la zona de estudio se reportan 23 concesiones mineras inscritas, de las cuales 20 corresponden a minería artesanal de explotación de oro aluvial en el río Puyango, y 3 a libre aprovechamiento de materiales de construcción.

La Comisión Ecuatoriana de Energía Atómica (1991) encontró en los estratos de calizas de la Formación Puyango significativas anomalías tanto radiométricas como geoquímicas de uranio que van desde 125 a 650 ppm, además de anomalías geoquímicas de vanadio. Adicional, se realizaron análisis para determinar Cu, Pb, Zn, y se obtuvieron valores máximos: 300, 60, y 7000 ppm respectivamente.

Aspden y otros (1995) realizaron un programa de muestreo de sedimentos fluviales en todo el complejo metamórfico, identificaron importantes resultados de cromo en la quebrada Los Zábalos con valores de 378 ppm (AB31) y 353 ppm (AB32) y, en uno de los tributarios del río Puyango se registraron valores de 266 ppm (AB34). Los altos valores de Lantano encontrados en las quebradas El Guarumo (AB106, 117 ppm), Bruno (AB108, 206 ppm), Canoas (AB112, 432 ppm) y Cañas (AB113, 290 ppm), están posiblemente asociados con los granitoides del complejo Moromoro, estos resultados reflejan un enriquecimiento mineral de tierras raras. Asociados con estos cuerpos intrusivos, también están los valores de Itrio encontrados en las quebradas El Guarumo (AB106, 37ppm), Bruno (AB108, 30 ppm), Canoas (AB112, 64 ppm), Las Cañas (AB113, 56 ppm) y Palmales (AB172, 28 ppm).

Durante el año 2015, el INIGEMM realizó campañas de muestreo de sedimentos fluviales en la hoja Puyango 1:100000. De los resultados obtenidos para tierras raras (informe en elaboración) se puede señalar para vanadio valores máximos entre 578.58 a 3107 ppm y para uranio en el rango de 6.14 a 33.92 ppm, las localidades donde se registraron dichos valores son: río Puyango y las quebradas El Guineo, Chirimoyo y Cerro Verde; corroborando las anomalías obtenidas por la Comisión Ecuatoriana de Energía Atómica, (1991). Los sedimentos fluviales también fueron analizados mediante el método de ICP – OES para elementos menores, encontrando anomalías fuertes para Zn, Ba, Th, Pb, As, Sb, Cu, Mo y Au. Estos resultados son puntuales y deben ser estudiados con mayor detalle para definir zonas prospectivas.

En este trabajo, se encontraron al noreste del poblado El Bunque (UTM: 605159E; 9594823N) una muestra de anfibolita (21-JPJ-007) con presencia de malaquita, se determinó una concentración de Cu de 16160 ppm. En la quebrada El Cebollal (UTM: 607704E; 9561096N), la muestra (21-JPJ-009, 277) presenta sulfuros diseminados (Py y Cpy), en el análisis se reportan valores de 272.90 ppm de Cu. Posiblemente está asociado a la intrusión de diques con mineralización en la Formación Celica.

REFERENCIAS

ASPDEN, J., BONILLA, W. Y DUQUE, P. (1995) The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. Overseas Geology and Mineral Resources No. 67 – British Geological Survey. pp 69.

COMISIÓN DE ECUATORIANA DE ENERGÍA ATÓMICA (1991) Dirección de Materias Primas. Informe técnico. Proyecto Puyango. Quito, Ecuador.

EGÜEZ A. & POMA O. (2001) La Cuenca Alamor – Lancones en el Contexto Geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador. Cuartas jornadas en Ciencias de la Tierra, Escuela Politécnica Nacional.

FEININGER T. (1975) Geología de la Zona Arenillas – Puyango. PREDESUR. Ecuador. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero, Metalúrgico

INIGEMM (2013b) Mapa geológico Hoja Puyango, Escala 1:50000. Quito. Ecuador. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero, Metalúrgico

INIGEMM (2013c) Mapa geológico Hoja Zaruma, Escala 1:100000. Quito. Ecuador.

INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO METALÚRGICO DEL PERÚ INGEMMET (1994) Mapa geológico del Cuadrángulo de Tumbes, Escala 1:100000.

JAILLARD E., ORDÓÑEZ M., BERRONES G., BENGTSON P., BONHOME M., JIMÉNEZ N., y ZAMBRANO, I. (1996) Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. South American Earth Sciences, 131-140.

JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGTSON P., DHONDT A., PHILIP J., BULOT L. y ROBERT E. (1998) Revisión Estratigráfica del Cretáceo superior del noroeste peruano y suroeste ecuatoriano, datos preliminares, consecuencias tectónicas. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. 101 – 115 pp.

JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGTSON P., DHONDT A. & BULOT L. (1999) Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica – Lancones basin of southwestern Ecuador. Journal of South American Earth Sciences 19 (1999), 51 – 68 pp.

JAILLARD E., BENGTSON P. & DHONDT A. (2005) Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: A refined stratigraphic framework. Journal of South American Earth Sciences 19, 307 – 232 pp.

KENNERLEY, J.B. (1973) Geology of Loja Province, southern Ecuador. Institute of Geological Sciences (Overseas Division), London. Unpublished Report 23, 34 pp.

MOURIER T., MÉGARD F., R OPERCH P., MITOUARD P. & FARFAN M. (1988) An accreted continental terrane in northwestern Peru. Earth and Planetary Science Letters. 182-192 pp.

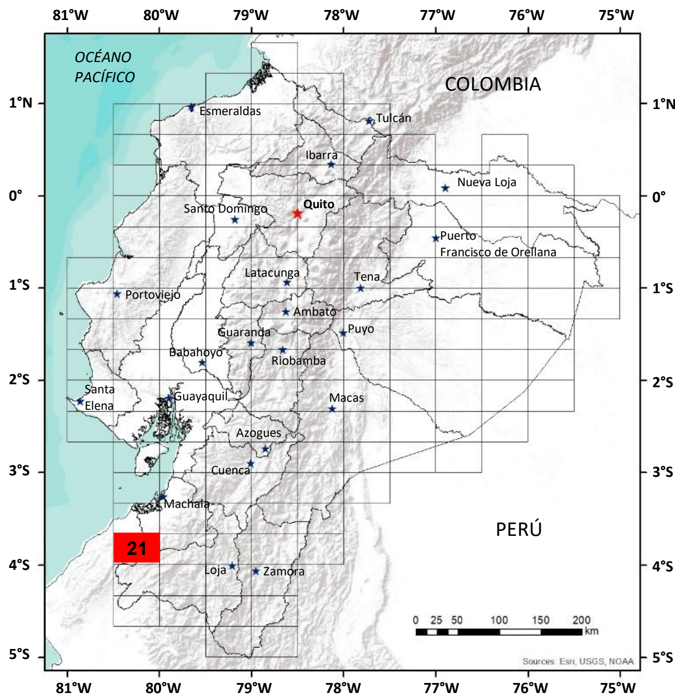
NOBLE S., ASPDEN J., & JEMIELITA R. (1997) Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. Geological Society of America, 789 – 798pp.

PILATASIG L., GORDÓN D., PALACIOS O. & SÁNCHEZ, J. (2005) Geología de Ecuador y Perú entre 3°S y 6°S.

RODRÍGUEZ, I., VILLARREAL, E., VALENCIA, M. & SÁNCHEZ, V. (2012). Metalogenia, Geología Económica y Potencial Minero de la deflexión de Huancabamba: Noroeste del Perú. Boletín No. 29 Serie B, Geología Económica. INGEMMET: Lima – Perú, 229 pp.

ROJAS, E. (2010) Cuencas sedimentarias del Nor-Oeste peruano Geología de Talara. Tesis de postgrado, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima – Perú, 164 pp.

SHOEMAKER R. (1977) La Geología y Paleontología de los Sedimentos Cretácicos del Valle del Río Puyango, Provincias de Loja y El Oro, Ecuador. Subcomisión Ecuatoriana PREDESUR - Towson State University – PREDESUR. Quito – Ecuador. Publicación N°64.



HOJA GEOLÓGICA-21
PUYANGO (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Puyango se ubica en el extremo sur del Ecuador abarcando parte de las provincias de Loja y El Oro, incluyendo la frontera suroccidental con la República del Perú, con una superficie aproximada de 800 km². Esta zona presenta tres principales regiones geomorfológicas: al norte, una planicie compuesta por depósitos costeros y aluviales (~40 m.s.n.m.); en la zona central, relieves moderados correspondientes a la Cordillera de Tahuín (~600 m.s.n.m.); y al sur, una topografía más elevada (~1.360 m.s.n.m.) asociada a las rocas sedimentarias de la cuenca Alamor–Lancones.

HISTORIA GEOLÓGICA

La evolución geológica comprende dos regiones morfotectónicas: el sector suroccidental del Complejo Metamórfico El Oro correspondiente al Bloque Amotape–Tahuín que está integrado por el Grupo Tahuín, el Complejo Máfico Piedras y el Complejo Granitoide Moromoro [1], [2]. El segmento septentrional de la cuenca Alamor–Lancones contiene secuencias sedimentarias marinas cretácicas influenciadas por el aporte de sedimentos provenientes del Bloque Amotape–Tahuín hacia el occidente y de material volcánico y volcanoclástico del arco Celica hacia el oriente [3], [4].

Durante el **Paleozoico**, el Complejo Metamórfico El Oro ha sido interpretado como un prisma acrecionario compuesto por escamas tectónicas superpuestas delimitadas por fallas [1]. El **Grupo Tahuín** presenta origen turbidítico depositado sobre un talud continental profundo. Incluye la **Formación El Tigre (D1-2?$_{T}$)** compuesta por una secuencia de areniscas, lutitas y limolitas con bajo grado de metamorfismo, intercaladas con cuarcitas, pizarras y filitas. La **Formación La Victoria (D1-2?$_{V}$)** está integrada por esquistos sericíticos, cuarcitas, pizarras y filitas. Esta última representa el equivalente con mayor metamorfismo de la Formación El Tigre.

Durante el **Mesozoico**, en el **Triásico Superior** ocurrió un incremento del metamorfismo regional a partir del evento tectonometamórfico Moromoro, el cual implicó cizallamiento y altas temperaturas. Se generaron cinturones anfibolíticos de origen oceánico, como la **Anfibolita Quebrada Plata (T3$_{Qp}$)** [2], [5], [6]. Además, el evento del **Complejo Granitoide Moromoro** incluye el emplazamiento de granitoides sintectónicos tipo “I” y “S”, conocidos como **Granito La Florida (T3$_{F}$)** y **Gneis La Bocana (T3$_{B}$)** conformado por gneises y migmatitas respectivamente.

Durante el **Cretácico Inferior**, se produjo la desmembración y rotación del Bloque Amotape–Tahuín desde la Cordillera Real, generando la apertura de la cuenca **Alamor–Lancones** [7]. En el **Aptiano** inició el desarrollo del **Arco Celica** de naturaleza volcánica submarina. Durante este tiempo se depositan sedimentos debido a la apertura y subsidencia de la cuenca representados por **Formación Quebrada Los Zábalos (K1$_{Qz}$)**, integrada por areniscas cuarzosas, conglomerados, grauvacas, lutitas y areniscas silicificadas con presencia de restos de troncos fósiles, su ambiente representa depósitos de playa y plataforma. La **Formación Celica (K1$_{C}$)** se considera la facie más proximal de este arco y está constituida por brechas volcánicas, aglomerados, tobas andesíticas y grauvacas [8].

Durante el **Albiano**, este sistema evolucionó hacia un ambiente de plataforma carbonatada con la depositación de la **Formación Puyango (K1$_{Py}$)**, constituida por calizas negras con intercalaciones de lutitas calcáreas y calcarenitas fosilíferas [9].

Posteriormente, se depositó la **Formación Ciano (K$_{Cn}$)** compuesta por limolitas laminadas, lutitas silicificadas, areniscas finas y niveles volcanoclásticos delgados. Esta unidad representa facies distales del **Arco Celica** y se data entre el **Albiano al Cenomaniano** [10].

Sobre estas formaciones se disponen discordantemente los depósitos del **Grupo Zapotillo**, que comprende la **Formación Chaquino (K2$_{Ch}$)** con intercalaciones de limolitas, lutitas calcáreas negras, margas, grauvacas y areniscas finas, junto a volcanosedimentos. La **Formación Tronco Quemado (K2$_{Tq}$)** con areniscas feldespáticas, nódulos calcáreos y lutitas. La **Formación Mangahurco (K2$_{Mg}$)** integrada por limolitas, lutitas, niveles de areniscas y microconglomerados. Estas formaciones representan depósitos turbidíticos con influencia volcánica moderada, acumulados durante el **Cenomaniano y Turoniano** [11].

Discordantemente sobre el Grupo Zapotillo se encuentra la **Formación Cañaveral ($K2_{Cv}$)**, formada por secuencias granocrecientes de areniscas y conglomerados con clastos metamórficos, acompañadas de niveles de limolitas y lodolitas negras. Esta formación refleja una regresión marina con depósitos fluviales y conos aluviales del **Campaniano al Maastrichtiano**. Posteriormente, ocurrió una transgresión marina representada por turbiditas de la **Formación Cazaderos ($K2_{Cz}$)**, constituida por lutitas, lentes de areniscas y niveles calcáreos con presencia de nódulos calcáreos dispersos [8].

Durante el **Cenozoico**, en el **Mioceno** las rocas metamórficas fueron cubiertas en discordancia por la **Formación Quebrada Seca (M_{Qs})**, conformada por areniscas y conglomerados semiconsolidados con escasos niveles de limolitas con geometría subhorizontal, se interpreta como depósitos derivados del Complejo Metamórfico El Oro. Aunque su edad no es precisa, se asigna al **Mioceno Superior**. Dentro del **Cuaternario** se encuentran **Depósitos Aluviales (Q_A)** en la zona norte de la hoja.

La geología estructural está controlada por sistemas de fallas y plegamientos con rumbos predominantes ENE–OSO y NE–SO, que definen la geometría de la cuenca Alamor–Lancones, tales como: Manabí de El Oro, El Cedro, Chiriboga, Orianga–Balsal y Cebollal. Estas estructuras también están asociadas al levantamiento diferencial entre las secuencias del Bloque Amotape–Tahuín y los depósitos cretácicos. Los pliegues menores relacionados a estos sistemas estructurales reflejan deformaciones sin y post depositacionales, asociados a la evolución tectónica de convergencia activa durante el **Cretácico Superior** y el **Cenozoico**.

REFERENCIAS

[1] T. FEININGER (1976) “Geología de la Zona Arenillas-Puyango”.

[2] J. A. ASPDEN, W. BONILLA, AND P. DUQUE (1995) The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. 1995.

[3] E. JAILLARD ET AL. (1996) “Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and early Tertiary times,” J South Am Earth Sci, vol. 9, no. 1, pp. 131–140, doi: 10.1016/0895-9811(96)00033-8.

[4] E. JAILLARD, G. LAUBACHER, P. BENGTSON, A. V DHONDT, AND L. G. BULOT (1999) “Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador,” J South Am Earth Sci, vol. 12, no. 1, pp. 51–68, doi: 10.1016/S0895-9811(99)00006-1.

[5] N. RIEL ET AL. (2013) “Metamorphic and geochronogical study of the Triassic El Oro metamorphic complex, Ecuador: Implications for high-temperature metamorphism in a forearc zone,” Lithos, vol. 156–159, pp. 41–68, doi: 10.1016/J.LITHOS. 2012.10.005.

[6] S. R. NOBLE, J. A. ASPDEN, AND R. JEMIELITA (1997) “Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador,” GSA Bulletin, vol. 109, no. 7, pp. 789–798, Jul., doi: 10.1130/0016-7606(1997)109<0789:NACENU> 2.3.CO;2.

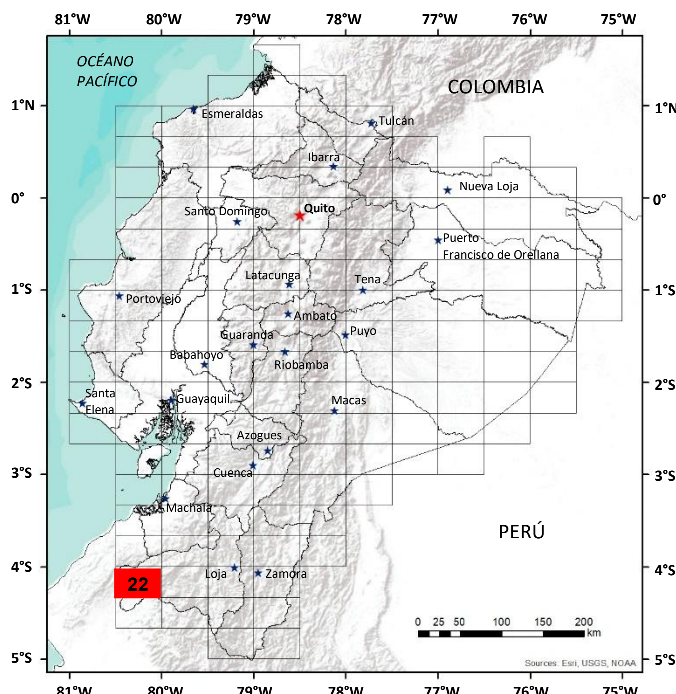
[7] A. EGÜEZ AND O. POMA (2001) “La cuenca Alamor - Lacones en el contexto geodinámico de los andes de huancabamba, SW Ecuador”. Available: https://biblioteca.epn.edu.ec/cgi-bin/koha/ opac-detail.pl?biblionumber=25090.

[8] E. JAILLARD, G. LAUBACHER, P. BENGTSON, AND A. DHONDT (2025) “Revisión estratigráfica del Cretáceo superior del Noroeste peruano y Suroeste ecuatoriano: datos preliminares, consecuencias tectónicas,” 1998, pp. 101–115. Accessed: May 07. [Online]. Available: https://www.researchgate.net/publication/259464413_Revision_estratigrafica_del_Cretaceo_superior_del_Noroeste_peruano_y_Suroeste_ecuatoriano_datos_preliminares_consecuencias_tectonicas

[9] C. R. BRISTOW AND HOFFSTETTER (1977) Lexique stratigraphique international, vol. 5.

[10] R. SHOEMAKER (1982) Fossil leaves from the Lower Cretaceous Ciano Formation southwestern Ecuador. Paleontographica Abteilung. B, 120-132.

[11] A. A. OLSSON (1934) Contributions to the paleontology of northern Peru: The Cretaceous of the Amotape Region. Bulletins of American Paleontology, Paleontological Research Institution, v.20, No. 69, p. 1-104.



HOJA GEOLÓGICA-22
ALAMOR (1973)

INTRODUCCIÓN

El área de Alamor comprende la parte sur-occidental del sistema austral montañoso andino en el Ecuador-Perú. El terreno es accidentado, con elevaciones que varían de 200m a 2120m. El drenaje se dirige al Océano Pacífico por los ríos Puyango y Chira. Hay una temporada seca de junio a diciembre y otra lluviosa. Desde Celica (al Este de la Hoja), hay caminos carrozables que pasan por Alamor, la Ceiba y Paletillas; la ruta de Paletillas a Progreso a lo largo del Río Cazaderos es intransitable en invierno. Hay poblaciones dispersas en toda el área.

GEOLOGÍA

Las rocas de la Hoja de Alamor son casi íntegramente de edad Cretácea, compuesta de flysch y volcánicos, los cuales fueron depositados en un geosinclinal Mesozoico e intruidos por un batolito granítico.

Formación Piñón (K) (Cretáceo): La andesita Piñón es una roca de color verde distintivo y usualmente homogénea y masiva, excepto por capas de tobas interestratificadas. Una variedad de texturas ígneas se manifiesta, pero todas incluyen material afanítico característico de rocas ígneas de enfriamiento rápido. La andesita porfirítica está difundida y los fenocristales máficos son diópsido y augita, pero estos están siempre subordinados a los fenocristales andesino-labradorita, los cuales muestran zonado oscilatorio. Al Sur de Alamor la andesita basáltica es rica en fenocristales de diópsido, y en Los Linderos (012-284) tobas y lavas riolíticas con fenocristales de cuarzo de 3cm de diámetro se encuentran dentro de la andesita basáltica (UNDP, 1972b).

Las riolitas muestran una intensa alteración hidrotermal con formación de caolín y sericita. El metamorfismo regional ligero ha causado también la alteración de minerales, particularmente hacia el Norte donde se encuentra hornblenda como producto de la alteración de los piroxenos y la hornblenda primaria muestra una alteración a biotita y clorita. La brecha contiene fragmentos de hasta un metro de andesita que presentan contraste de colores, encerrados en una matriz andesítica.

No se conoce el espesor de la Formación Piñón, pero debe ser de varios miles de metros. Está interestratificada con el Grupo Alamor e intruido por el Batolito de Tangula. Su edad es incierta, pero se cree que se extiende a través del Cretáceo y representa parte de una vasta acumulación de lavas las cuales fueron extruidas a lo largo de la línea de los Andes Occidentales.

Grupo Alamor (Cretáceo Superior): Lo hemos dividido en tres formaciones: Ciano, Zapotillo y Cazaderos, basándonos en los cambios laterales de facies. La Formación Zapotillo es una secuencia del flysch y constituye un depósito geosinclinal. Al noreste existe un cambio de facies a limolita y lutita de la Formación Ciano y al noroeste una secuencia calcárea, Formación Cazaderos, que aflora cerca de la frontera peruana y representa una facies de agua poco profunda, a lo largo del lado noroeste del geosinclinal.

Formación Ciano (K_{4-7}): Consiste de sedimentos con volcánicos intercalados. Los sedimentos son finamente laminados, lutitas y limolitas multicolores. Las rocas volcánicas consisten de lavas y piroclásticos. Las lavas son andesitas leucocráticas porfiríticas y alteradas, de las cuales una capa (068-568) al Este de Alamor muestra una estructura de almohada en su base y ha endurecido los sedimentos subyacentes. Los piroclásticos son más abundantes que las lavas y se encuentran como tobas, conteniendo fragmentos líticos, vítreos y cristales. El feldespato andesino-oligoclasa es común entre los clastos, pero los clinopiroxenos son pocos. El Instituto Francés del Petróleo encontró una microfauna de edad Senoniana, a lo largo del camino de Puyango (070-590) al Norte de Alamor (Sigal, 1968) se trata de *Haplophrangmiidae*, *Textulariidae, Verneuilinidae, Spiroloculina y Sigmolina.*

Formación Zapotillo (K_{4-7}): Ocupa más de la mitad de la Hoja y consiste de grauvaca y lutitas negras con conglomerados locales en capas que varían de 0.5cm a 3m de grosor. Las grauvacas son de color café amarillento y contienen concreciones esferoidales. Son comunes los hundimientos intraformacionales y estratificación gradada los cuales indican inestabilidad y corrientes de turbidez durante la deposición. Las lutitas negras son muy uniformes y contienen moldes de *Inoceramus,* el único fósil reconocible en la Formación. Las lutitas ocupan terrenos bajos y son menos resistentes a la erosión que las grauvacas.

Al Sur de La Ceiba (856-177) aflora un conglomerado de andesita porfirítica que contrasta con el conglomerado de componentes metamórficos e ígneos de Bolaspamba (703-378) que indica su origen diferente. Diques de areniscas son muy comunes al Sur en el área de Zapotillo. Varían de 5 a 50cm de grosor e intruyen perpendicular y paralelamente a las capas. Su composición es casi idéntica a las grauvacas que intruyen y se cree que han sido introducidas como un lodo siguiendo las fisuras que se han formado debido al ambiente tectónico inestable de la zona geosinclinal.

Formación Río Cazaderos (K_{4-7}): Aflora en la esquina noroeste de la Hoja y se extiende hacia el Perú. Está compuesta de lutitas negras calcáreas que contienen grandes concreciones y capas de calizas fosilíferas cristalinas de 1 a 3m de grosor, que aparecen como rasgos prominentes en las fotografías aéreas. También se encuentran depósitos conglomeráticos con guijarros bastante grandes de 10cm, de granito, metasedimentos y cuarzo de vetas, en una matriz de grauvaca. Los foraminíferos *Sulcorbites* cf. *Pardoi*, Bronnimann y *algae Archaeolithothamnium* de la caliza cristalina sugieren una edad Cretácea Superior.

El área localizada a lo largo del margen Norte de la Formación Zapotillo fue ligeramente metamorfizada durante la orogenia Laramídica al final del Cretáceo. Las lutitas han sido endurecidas y presentan clivaje. En áreas de rocas calcáreas son comunes las vetas de calcita. Hacia el Norte, más allá de los límites de esta Hoja, el metamorfismo se hace progresivamente más intenso y los sedimentos se transforman en roca metamórficas de la Serie Tahuín.

Depósitos Superficiales (Cuaternario): Depósitos aluviales están limitados a los valles de los ríos Cazaderos, Alamor, Chira y Catamayo. Estas planicies en los valles son bastantes usadas para cultivo y el riego se hace con agua de los ríos. A lo largo de los valles de los ríos Chira y Catamayo, se observa varias colinas con superficies planas como residuos de una antigua terraza.

ROCAS INTRUSIVAS

El afloramiento pequeño de tonalita en la esquina sur-este de la Hoja es parte del Batolito de Tangula, el cual intruye a la Formación Piñón. La alteración hidrotermal en los Linderos está probablemente asociada con la intrusión del batolito.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El Grupo Alamor se encuentra plegado con ejes de dirección NE-SW. Entre Paletillas y Progreso hay dos zonas anticlinales donde el plegamiento es fuerte y el buzamiento casi vertical. Los anticlinales son asimétricos, con pendientes más fuertes en los flancos que buzan al noroeste y algunos presentan fallas de sobrecorrimiento a lo largo del plano axial. En contraste, al Sur, los buzamientos son menores y los pliegues no son muy evidentes. Aquí las grietas están fuertemente desarrolladas con un grupo principal de dirección NE-SW y un grupo secundario perpendicular.

Las grietas en cada grupo forman lineamientos prominentes que son visibles claramente en las fotografías aéreas. El plegamiento también afecta a la Formación Piñón con pliegues de gran radio; esto se ha establecido por la presencia de intercalaciones piroclásticas-sedimentarias.

El fallamiento es prominente en la Hoja. El grupo principal de fallas mantiene un rumbo NE-SW y algunos se extienden hacia el Sur por más de 20km hasta el Perú. Un grupo de fallas más pequeñas y menos numerosas presentan dirección perpendicular al anterior.

El residuo de una superficie de erosión a una altitud de 640m forma la Cordillera de la Mesa (640-360).

HISTORIA GEOLÓGICA

Los sedimentos y volcánicos Cretáceos fueron depositados en un geosinclinal Mesozoico, orientado N-S, el cual ocupaba todo el extremo sur-occidental del Ecuador extendiéndose hasta el Perú. En la parte más profunda del geosinclinal un gran volumen de material volcánico fue extruido para formar la Formación Piñón mientras en los flancos al noroeste se depositaba el flysch del Grupo Alamor. Más al noroeste y a lo largo del margen del geosinclinal la Formación Cazaderos se formó en un ambiente de agua marina poco profunda, donde una facies calcárea fue dominante. La deposición cesó con el principio de la orogenia Laramídica. Las rocas Cretáceas fueron plegadas a lo largo de los ejes NE-SW y los sedimentos del margen septentrional del área fueron metamorfizados. El Batolito de Tangula fue probablemente intruído en este tiempo. La erosión y el levantamiento gradual continuó, pero una interrupción temporal en la elevación permitió la formación de la superficie de erosión a la cota de 640m. Las Terrazas a lo largo de los ríos Chira y Catamayo y el terreno aluvial se formaron en tiempos recientes.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

No se han explotado minerales en esta área y la única mineralización observada es malaquita en Los Linderos. Durante el levantamiento geológico de la Hoja, el muestreo geoquímico indicó una muestra posible anomálica de cobre al Este de Algarrobillo (015-390). El Proyecto Minero de Naciones Unidas realizó una investigación regional geoquímica sobre 328 km^2. En el lado Este de la Hoja, en 1970 (UNDP, 1972a). En Los Linderos se localizó un área anomálica con valores máximos de 240 ppm de cobre. Naciones Unidas (UNDP, 1972b) continuó con el muestreo de sedimentos y de suelos y definió un área anómala de cobre-molibdeno con valores metálicos máximos en los suelos de 3500 ppm Cu y 35 ppm Mo, coincidiendo con un área bien definida de malaquita descolorida y con alteración hidrotermal.

Abastecimiento de agua: En el área, las lluvias son muy escasas con un promedio anual de 301mm, registrados en Saucillo (894-278). Hacia el Este aumenta la precipitación pluvial y Alamor registra 1130mm. Sin embargo, de junio a diciembre el clima es semi árido y fuertes sequías pueden afectar el área de tiempo en tiempo. Los ríos Puyango, Chira, Catamayo y Macará fluyen todo el año porque tienen su origen en terrenos altos, al Este. Todos los demás ríos y arroyos son intermitentes. Alamor tiene abastecimiento de agua captado en las montañas adyacentes. Existe un abastecimiento potencial de agua subterránea en los terrenos aluviales de los valles de los ríos, el cual puede ser obtenido con pozos poco profundos. Las grauvacas de la Formación Zapotillo pueden constituir buenos acuíferos si son alimentados por infiltración de los ríos.

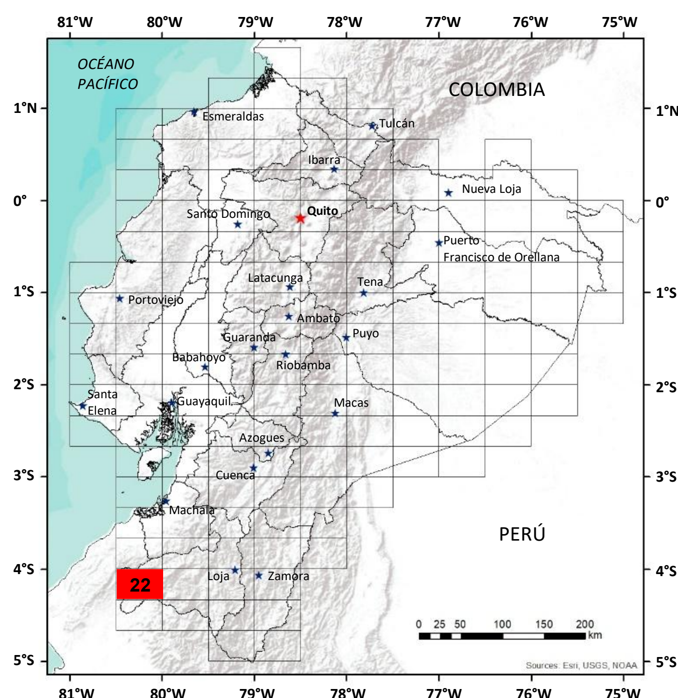
REFERENCIAS.

KENNERLEY, J. B. (1973) Geology of Loja southern Ecuador. Institute of geology sciences. Overseas Geology and mineral resources. Report No 23.

SIGAL, J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, Datos anteriores y nuevos, 2 Vol., Misión del Instituto Francés del Petróleo, Archivo DGGM, Quito.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1972a) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals (Phase II), Exploration for metallic minerals in southern Ecuador, Loja-El Oro, Operation No. 8, Systematic geochemical exploration and geological reconnaissance. U.N.D.P. New York-Quito. Technical Report No. 13.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1972b) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals (Phase II), Exploration for metallic minerals in southern Ecuador, Loja-El Oro, Operation No. 8, Follow-up evaluation of geochemical anomalies. U.N.D.P. New York-Quito. Technical Report No. 14.



HOJA GEOLÓGICA-22
ALAMOR (2017)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Geológica Alamor escala 1:100000 cubre un área de 2050 km^2 aproximadamente, se encuentra ubicada al sur del Ecuador, en la provincia de Loja, colinda con el norte de Perú. Los relieves son moderados a suaves con altitudes variables entre 200 y 2000 m.s.n.m.

GEOLOGÍA: La hoja de Alamor se localiza en la transición entre los Andes Centrales y los Nórdicos, conocida por algunos autores como la Deflexión de Huancabamba (Mourier et al., 1988), en el cual la fisiografía tiende a mostrarse distinta a la Cordillera de los Andes, dentro de la cual se ubica la Cuenca Alamor-Lancones (CAL), que abarca esta hoja. La CAL, nombrada en Ecuador por INIGEMM, (2013) como Alamor-Punta de Piedra (CAP), está situada entre el terreno Olmos-Loja al oriente, y el Macizo Amotape-Tahuín al noroccidente.

La CAP en la parte suroriental, está constituida por una potente secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas asociadas con niveles sedimentarios, depositadas en ambiente oceánico, mientras que la parte noroccidental está constituida por rocas siliciclásticas depositadas sobre basamento metamórfico, en un ambiente continental a marino costero.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Punta de Piedra (KP$_p$) (Cretácico): Definida por Egüez y Poma (2001), comprende basaltos masivos y en ciertos sectores como basaltos almohadillados, andesitas, andesitas basálticas y brechas volcánicas, también existen diques de composición intermedia cortando a los basaltos.

El afloramiento tipo se encuentra al SE de la hoja en la margen derecha del río Macará (UTM: 606514E; 9522007N). Los basaltos son negros, magnéticos, contienen clorita, epidota en fracturas como minerales de alteración y sulfuros diseminados (pirita). Según nuevos datos de geoquímica, los basaltos corresponden a un arco de isla de escasa contaminación cortical (INIGEMM, 2013). De acuerdo a correlaciones estratigráficas con rocas de la CAL, esta unidad correspondería a la secuencia basal en el Perú, denominada Fm. San Lorenzo del Cretácico Temprano (Winter, 2008; Egüez y Poma, 2001)

Formación Celica (K$_C$) (Cretácico): Definida por Bristow, C., Hoffstetter, R., (1977), y redefinida por INIGEMM, (2013) como una secuencia volcanoclástica, intercalada con mantos de lava de composición basáltico-andesítica, que generalmente están silicificados, cloritizados y epidotizados en menor grado.

Aflora en Pindal (UTM: 599303E; 9545778N); río Naranjapamba, sector Algarrobillo (UTM: 604337E; 9539286N); lecho de la Q. Pindal Grande, sector Roblones (UTM: 599559E; 9543398N), sector Piedra Grande (UTM: 607414E; 9545337N) y en Cerro Zapotes (UTM: 596262E; 9531799N). Litológicamente son tobas de cristales de composición andesítica con fenocristales subhedrales de piroxeno y hornblenda; brechas tobáceas de composición andesítica, verdosas, con clastos andesíticos; matriz tobácea, con minerales de plagioclasa, piroxenos y vidrio volcánico. Puntualmente intercaladas con mantos de lava basalto-andesíticos

La relación lito-estratigráfica con otras unidades, es evidenciada a lo largo de la carretera Alamor-Pindal-Quillusara, encontrándose sobreyaciendo discordantemente por rocas sedimentarias de la Fm. Ciano con una dirección preferencial NE-SO y un buzamiento de 30° al NO; al NE de la zona de estudio, en el sector Santa Martha (UTM: 610400E; 9550000N) el contacto con la Fm. Ciano es fallado con dirección E-O. A lo largo del contrafuerte Cordoncillo, en los sectores Higuerones y El Cabuyo (UTM: 601084E; 9538163N) esta Formación se encuentra interdigitada y en contacto discordante con la Fm. Ciano en su mayoría con una dirección preferencial NE-SO y buzando 40° al NO. Al SE por el sector Los Negritos y al sur del río Catamayo, la Fm. Celica se encuentra sobreyaciendo en contacto transicional a rocas basálticas de afinidad toleítica de la Unidad Punta de Piedra. En el centro sur de la hoja, sector de Jaguay Chico (UTM: 596142E; 9529076N), se encuentra interdigitada y en contacto discordante con la Fm. Chaquino, con una dirección preferencial NE – SO y buzando 20° al SE. A lo largo de la vía de primer orden Potrerillos – Macará, en el sector de Potrerillos (UTM: 597500E; 9528000N), es evidente la presencia de pórfidos riolíticos intruyendo a esta Formación.

Jaillard y otros, (1996), sugieren una edad Albiense. Esta se correlaciona con la Fm. Lancones en el Perú y representan la parte más proximal del arco volcánico submarino definido como Punta de Piedra.

Formación Puyango (K_{Py}) (Cretácico): Reportada en el Ecuador por Kennerley (1973), como parte la Fm. Cazaderos. Más adelante, Jaillard y otros (1999), discriminan a la Fm. Cazaderos denominando a las calizas de aquella Formación como Fm. Puyango, considerando los afloramientos observados en el poblado de Puyango Viejo, de donde toma su nombre.

La litología está constituida principalmente por calizas en estratos de entre 10 y 50 cm de espesor, con algunos niveles de lutitas calcáreas en capas delgadas. Las calizas son de grano medio, color gris a negro, con abundante presencia de vetillas de calcita. Las lutitas calcáreas son físiles y de color negro a gris. Toda la secuencia se encuentra fuertemente plegada, presentando gran cantidad de estructuras anticlinales y sinclinales en afloramientos de pocas dimensiones.

Al NO de la zona de estudio se presenta como un pequeño cuerpo aislado que aflora en el eje de un pliegue anticlinal con dirección NE-E en la Q. Cazaderos (UTM: 561364E; 9556681N), frontera con Perú; se observan calizas en estratos delgados con niveles finos de lutitas calcáreas negras a grises. Las calizas presentan una coloración gris blanquecina, grano medio, fuertemente plegadas formando un sin número de estructuras anticlinales y sinclinales cerrados; además se observan pequeñas fallas de cabalgamiento en dirección E–O, provocando un levantamiento local que permite observar rocas más antiguas en el núcleo del anticlinal.

La Fm. Puyango es considerada como equivalente a la Fm. El Muerto de Perú, tanto por las diferentes dataciones paleontológicas efectuadas en rocas de estas formaciones, como también por la posición estratigráfica que ocupan en la cuenca. Posiblemente sea de un ambiente de plataforma marina, por debajo del tren de olas, lo que permite la depositación del carbonato de calcio en un ambiente anóxico.

Se atribuye para la Fm. Puyango una edad de Albiense Temprano a Tardío mediante interpretaciones paleontológicas de *Hypancanthoplites sp., Parahoplites sp., Brancoceras aegocerntoides, Desinoceras latidorsaturn, Hysteroceras orbignyi, Oxytropidoceras? Laraiceras* (Shoemaker, 1977).

Formación Ciano (K_{Cn}) (Cretácico): Definida inicialmente por Kennerley, (1973). Comprende rocas sedimentarias finamente laminadas, intercaladas con volcánicos. Esta Formación se encuentra expuesta en la parte nororiental la de la hoja geológica Alamor en el poblado del mismo nombre, extendiéndose hasta la parte sur occidental por el sector de Bejucal y Cabeza de Toro. Aflora en la vía Alamor-Limo (UTM: 606112E; 9556702N), en la vía Alamor–Pindal-Milagros (UTM: 600639E; 9548898N) y alrededor del río Alamor (UTM: 599 953E; 9549989N), en la vía Huasimal-El Cabuyo-El Guabo (UTM: 589176E; 9537387N).

Litológicamente, las rocas sedimentarias contienen intercalaciones de espesores centimétricos a decimétricos de areniscas, limonitas y lutitas de color gris obscuro y en ocasiones gris verdoso. Las areniscas tienen textura psamítica, con clastos de grano fino a medio en estratos de color gris obscuro-crema por el contenido de sílice. Las limolitas son de grano fino, gris obscuro y textura aleurítica. Las lutitas son muy finas y centimétricas. Estas rocas se encuentran silicificadas y en ocasiones contienen carbonatos en la matriz y sulfuros diseminados. Los volcánicos se encuentran intercalados y en ocasiones intruyen en forma de sills y comprenden tobas, tobas de cristales, brechas volcánicas de matriz tobácea con clastos andesíticos y basálticos de tamaño menor a 40 cm, la matriz es tobácea con cristales de plagioclasa, piroxeno y vidrio volcánico.

De acuerdo a su posición estratigráfica se le atribuye una edad Albiense-Cenomaniense, la cual fue asumida por la existencia de microfósiles del Cretácico Inferior en límite con el Cretácico Superior, Jaillard y otros, (1996).

La Fm. Ciano se encuentra subyaciendo a la Fm. Tronco Quemado en el sector de Pueblo Nuevo (UTM: 596969E; 9550946N) mientras que en el Contrafuerte Cabeza de Toro y en El Cabuyo, se encuentra subyaciendo concordantemente a la Fm. Chaquino. Al noreste en el sector de San Vicente (UTM: 607481E; 9549167N) el contacto con la Fm. Celica es fallado y a lo largo de la vía Achiotes-Pindal-Huasimal se encuentra sobreyaciendo discordantemente.

Esta Formación tiene un aporte proximal del arco volcánico oceánico del Cretácico y adicionalmente, debido al cuarzo encontrado en las láminas delgadas, también tendría un aporte continental del basamento metamórfico existente en la parte noroccidental de la cuenca, razón por la cual su formación debió ser una cuenca de tras arco.

Grupo Zapotillo (K_{Zp}) (Cretácico): Definido en este estudio, aflora al SO de la Provincia de Loja, en una gran extensión, comprende una sucesión de más de 2000 m. de rocas sedimentarias depositadas entre el Albiense y el Turoniense, situándose las rocas más antiguas hacia el río Chira y las jóvenes en Mangahurco. Aunque todas estas rocas son de tipo flysch, su distribución no es homogénea, pudiéndose distinguir desde intervalos claramente dominados por lutitas y limolitas a unidades casi exclusivamente compuestas por areniscas, y así mismo importantes variaciones en abundancia y espesor de las capas. A gran escala y siguiendo un orden de antigüedad se distinguieron las Formaciones Chaquino, Tronco Quemado y Mangahurco.

Formación Chaquino (K_{Ch}): Su equivalente en Perú es la Fm. Huasimal. El afloramiento tipo se encuentra en el sector de Chaquino (UTM: 573776 E, 9537360 N) de donde toma el nombre. Contiene una alternancia en capas centimétricas de lutitas, limolitas de color negro a gris oscuro, con nódulos calcáreos alargados.

Alcanza un espesor de 250 m, incluye una parte inferior en la que alternan lutitas y limolitas calcáreas (100 m) y una superior en la que alternan en proporciones similares lutitas y areniscas finas siliciclásticas (150 m), todas las alternancias contienen esporádicamente capas métricas de grauvaca por una contaminación volcánica distal y capas muy delgadas de margas fosilíferas.

Se desarrolló en un ambiente turbidítico de mar profundo, por la presencia de trazas fósiles de Thalassinoides. Las lutitas negras en varios sitios contienen el único fósil reconocible: Inoceramus, de entre 5 y 30 cm, con 26 anillos. Las lutitas forman terrenos de bajo relieve y menor resistencia a la erosión que las grauvacas de la Fm. Tronco Quemado.

La Fm. Chaquino sobreyace a la Fm. Ciano y en pequeñas zonas se interdigita, subyace a la Fm. Tronco Quemado en contacto concordante. Dataciones paleontológicas determinaron que los sedimentos son del Cretácico (Bristow y Hoffstetter, 1977). Por asociación con la cartografía de Perú, la formación se depositó en el Cenomaniense Temprano (Jaillard y otros, 1998).

Formación Tronco Quemado (K_{Tq}): Consiste de una secuencia sedimentaria estratificada subhorizontal de grauvacas de grano grueso, compactas, de color pardo amarillento en capas potentes, así como areniscas limosas gris oscuro, con niveles finos de limolitas negras. Las grauvacas son levemente calcáreas y poseen nódulos de areniscas calcáreas.

Esta secuencia no representa la clásica estructura turbidítica, sino más bien una estructura de arenisca individual de capas potentes con niveles finos de limolitas. Aflora en la parte central, y se prolonga al sur hacia la hoja geológica de Zapotillo 1:100000. Su afloramiento tipo se encuentra en Cerro Verde (UTM: 590357E, 9543869N) y Buena Vista (UTM: 589470E, 9554222N).

Por lo general el contacto entre la Fm. Tronco Quemado y la infrayacente Fm. Chaquino es concordante transicional, sin embargo, en ciertos lugares se puede observar contactos fallados debido a fallas menores, de igual manera el contacto superior con la Fm. Mangahurco es concordante. La potencia estimada es 400 m.

En cuanto a la edad, no se ha podido datarla, sin embargo, por su disposición estratigráfica y correlación con la Fm. Jahuay Negro de Perú, se le atribuye una edad Cenomaniense Superior a Turoniense (Jaillard et al., 1998).

Formación Mangahurco (K_{Mg}). Comprende una secuencia de areniscas, grauvacas, limolitas, lutitas negras, niveles locales de microconglomerados, conglomerados y diques clásticos sedimentarios. Se destacan también rocas estratificadas como efecto de deslizamientos synsedimentarios. El afloramiento tipo se encuentra en el poblado de Mangahurco, Q. Cazaderos (UTM 563638E; 9540709N), (UTM: 568014E; 9538077N), y en la Q. del Muerto (UTM 570028E; 9539394N).

Litológicamente, en la base se observan niveles cíclicos de limolitas y lutitas, intercaladas con areniscas finas grises con nódulos lutíticos redondeados no mayores a 20 cm. Se pueden encontrar slumps, pliegues menores y laminación convoluta y paralela que podrían ser asociadas a una tectónica activa o a pendientes que facilitaron su formación.

La parte media y superior comprende una alternancia de grauvacas con concreciones calcáreas, areniscas líticas de grano medio a grueso, areniscas cuarzosas de grano medio a grueso y microconglomerados, intercalados con capas delgadas de limolitas y lutitas levemente calcáreas. Esporádicamente se aprecian estratos de caliza de hasta 10 cm de espesor. También se encuentran rellenos de canales dispuestos en estratos irregulares de areniscas gruesas y conglomerados subangulosos a subredondeados en matriz arenosa, con clastos de cuarcitas, andesitas, lutitas y limolitas de 1 a 10 cm de diámetro. Descansa concordantemente sobre la Fm. Tronco Quemado, e infrayace discordantemente a la Fm. Cañaveral.

El ambiente predominante fue turbidítico, y correspondería a facies de talud superior proximal. De las observaciones realizadas en campo se estima un espesor aproximado de 800 m.

Por correlación estratigráfica con la Fm. Los Encuentros del Grupo Copa Sombrero de Perú, se le asigna una edad Turoniense del Cretácico Superior

Formación Cañaveral (K_{Cv}): Afloramientos de esta formación se encuentran en la vía de segundo orden Mangahurquillo–Cazaderos y en el tramo comprendido entre La Rusia y el poblado de Cañaveral, de donde recibe su nombre.

Litológicamente consiste de grandes bancos de areniscas líticas en secuencia grano-creciente con niveles de microconglomerados cuarzosos de grano grueso y, en la parte superior afloran potentes estratos de conglomerados de grano muy grueso con clastos de rocas metamórficas tipo guijarro en mayor proporción y volcánicos en ciertos casos; además se observan pequeños niveles de limolitas y lodolitas color negro a gris intercalados con estratos delgados de areniscas finas.

La Fm. Cañaveral al NO de la hoja se encuentra en contacto discordante con las calizas fuertemente plegadas de la Fm. Puyango; en la vía de segundo orden Cañaveral–Cazaderos, al oeste de la zona de estudio, la Fm. Cañaveral se encuentra en contacto concordante con la suprayacente Fm. Cazaderos. De la misma manera, al NO en la Q. Manantial (UTM: 564725E; 9556111N), se observa la relación estratigráfica concordante que existe entre los conglomerados de la Fm. Cañaveral y los sedimentos finos de la Fm. Cazaderos; dicho contacto se encuentra buzando 20° SE.

La Fm. Cañaveral es similar a la Fm. Tablones–Tortugas del norte de Perú y, la cual, según Chalco (1955), aflora en la Q. Peches (Perú) con un espesor aproximado de 300 m. En el lado ecuatoriano, se ha podido evidenciar que la Fm. Cañaveral presenta un espesor aproximado de 350 m, evidenciado en la vía de segundo orden Cañaveral–Cazaderos, donde se observa la base del mismo en contacto erosionado con la Fm. Mangahurco y el techo en contacto concordante con la Fm. Cazaderos.

En cuanto a la edad, en Ecuador no existen reportes, pero por su correlación con la Fm. Tablones de Perú podría ser Campaniense, pudiendo llegar hasta el Maestrichtiense (Palacios, 1994), los cuales fueron basados en superposiciones estratigráficas.

Formación Cazaderos (K_{Cz}) (Cretácico): Definida por Kennerley (1973). Comprende secuencias de limolitas negras en estratos muy delgados y lutitas, por lo general con vetillas de calcita, en intercalación con pequeños niveles de areniscas calcáreas, además de capas y concreciones alargadas de caliza color gris con presencia de fósiles.

Afloramientos de esta formación se ubican al NO, en la vía de segundo orden Cañaveral–Cazaderos, poblado de Cazaderos (UTM: 557676E; 9548438N), de donde recibe su nombre. Se encuentra expuesta ampliamente en la vía que conecta a Cazaderos, Linderos, Las Vegas y Gramadales, Qs. Tasaieras (UTM: 559346E; 9549926N), Abeja de tierra (UTM: 562013E; 9555746N) y Manantial (UTM: 566832E; 9557199N).

Las limolitas negras calcáreas con vetillas de calcita están dispuestas en capas con espesores inferiores a 5 cm, intercaladas con niveles delgados de areniscas calcáreas de grano medio. En el sector de Cazaderos (UTM: 558165E; 9547628N), se observan secuencias de limolitas calcáreas intercalación con capas delgadas de grauvacas y areniscas calcáreas de color gris a marrón, con pequeños niveles de caliza en capas delgadas, con presencia de fósiles en espesores menores a 10 cm.

También se observan pequeños diques clásticos, por lo general compuestos por areniscas calcáreas de color café claro, cortando la estratificación. Hacia el NO, en la Q. Cazaderos (UTM: 560981E; 9554238N), se observan niveles de limolitas calcáreas de color gris a negro con concreciones calcáreas de hasta 1 m de diámetro, las cuales contienen fósiles de bivalvos.

En esta zona, existe concordancia entre las formaciones Cazaderos y Cañaveral inclinadas suavemente hacia el NO.

La Fm. Cazaderos se puede correlacionar con la Fm. Pazúl, debido a su similitud litoestratigráfica y su posición estratigráfica dentro de la CAL. La edad corresponde al Cretácico Superior (Kennerley, 1973).

En el lado peruano, según (Chalco, 1955) la Fm. Pazúl tiene un espesor aproximado de 400 m, evidenciado en el ramal sur de la Q. Chungo (Perú); en cuanto al lado ecuatoriano, la Fm. Cazaderos, en los cortes realizados al margen oeste se puede estimar un espesor aproximado a 300m.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos coluviales (Q_C) (Cuaternario): Se reporta un depósito de este tipo en el sector de Bolaspamba, al oeste de la zona de estudio, correspondiente a un pequeño movimiento en masa compuesto por pequeños clastos o fragmentos angulosos a subredondeados de rocas sedimentarias soportado en una matriz de sedimentos finos.

Depósitos aluviales (Q_a) (Cuaternario): Conformados por bloques, cantos gravas y arenas subredondeados a redondeados provenientes de rocas sedimentarias, volcánicas y metamórficas dentro de una matriz de arena. Se localizan principalmente a lo largo del río Cazaderos y en las partes bajas de las Qs. Chorrillos y La Leonera.

ROCAS INTRUSIVAS

Granodiorita Tangula (K^{Ta}). Establecido por Kennerley (1973). Se localiza en el extremo SE de la Hoja, al Este del poblado de Laguar. El afloramiento tipo se encuentra cerca de Guatara (UTM 611060E; 9521266N). Litológicamente corresponde a rocas granodioríticas de textura holocristalina, que presentan minerales de Plg, Kfs, Qz, Bt y en menor cantidad Hbl. La granodiorita está intruyendo tanto a las rocas volcánicas de la unidad Punta de Piedra. Según (Pilatasig, et al., 2005) con base en estudios de Ar/40, reporta una edad de 93 ± 1.1 Ma del Cretácico Superior-Cenomaniense.

Cuarzodiorita (D^{Qd}). Corresponde a las rocas intrusivas que se localizan al SE de la zona de estudio. El afloramiento tipo se localiza en la Q. Laguar (UTM: 606597E; 9521349N). La edad del intrusivo no está definida, por lo cual se requiere realizar dataciones para conocer su geocronología y así conocer su relación con la Granodiorita Tangula.

Pórfidos riolíticos (P^r). Se encuentran expuestos en la carretera Saucillo–Macará (UTM: 600716E; 9528227N), se observa varios afloramientos de pórfidos riolíticos de color gris claro con cuarzo, feldespato, piroxeno, zonas de oxidación color café amarillento, con presencia de pirita diseminada. Se estima una edad Cretácico Superior, en referencia a que podría tratarse de un proceso mineralizador de pulsos posteriores, producto del emplazamiento de la Granodiorita de Tangula de edad Cenomaniense, sin embargo, esta hipótesis debe ser corroborada con dataciones para así establecer su geocronología.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Fallamiento

El área está en la zona llamada Deflexión de Huancabamba, lugar donde cambia la dirección de la cordillera de los Andes de NO-SE a NE-SO, debido al arqueamiento por fallas conjugadas del norte de Chiclayo (sinistral) y del Golfo de Guayaquil (dextral).

La mayoría de las fallas tienen una dirección NE-SO, algunas con cinemática inversa y en algunos casos tienden a ser fallas de cabalgamiento en razón del ángulo de inclinación del plano de falla, también existen fallas sinistrales que desplazan estructuras de plegamiento; éstas tienden a representar límites entre dominios litotectónicos y algunas se extienden hacia el sur por más de 20km hasta Perú.

Las principales estructuras identificadas en la zona de estudio constituyen los sistemas de fallas Basal-El Guabo, Milagros y Chira. El sistema Basal-El Guabo separa el terreno metamórfico del volcánico, el poblado La Leonera es el límite entre las Formaciones Chaquino y Tronco Quemado de la Fm. Zapotillo, formando pliegues volcados evidenciados por los datos subverticales de buzamiento. Al SE de la falla Chira afloran rocas de plataforma marina de la U. Punta de Piedra, a la que intruyen la mayoría de cuerpos mineralizados porfiríticos e hidrotermales evidenciados en el sector de Linderos, cuerpos intrusivos como la Granodiorita Tangula y otros. Adicionalmente estructuras menores de rumbo NO -SE afectan los pórfidos riolíticos y las rocas del arco volcánico. Hacia el norte las estructuras y ejes de los pliegues tienen rumbo E-O afectados por fallas de cabalgamiento. En general las rocas de las unidades cretácicas que están rellenando la CAL, están fuertemente deformadas. En la parte central, los estratos sedimentarios están fuertemente plegados y deformados. Esto produce un lineamiento marcado en las rocas de las formaciones Zapotillo, Ciano y Celica.

Estructuras

En general, la cuenca sedimentaria Alamor constituye un sinclinal en el cual se depositaron las secuencias turbidíticas en el Cretácico Superior, con aportes de talud continental, formando sinclinales y anticlinales. Se observan plegamientos, formados a partir de esfuerzos de compresión a las rocas sedimentarias; los ejes de los pliegues son NE-SO, con un cabeceo hacia el SO. En el río Alamor se evidencia el eje de una estructura anticlinal bien marcada, con rumbo NE-SO, sobre el cual aflora la Fm. Ciano. El eje anticlinal en su flanco derecho tiene ángulos entre 20° y 40° de buzamiento y al oeste, 20° y 50° con un cabeceo SO.

En el sector de La Rusia y Mangahurquillo, los plegamientos son subverticales, llegando a presentar pliegues volcados hacia el SE, que indican la presencia de fallas. En el sector NO de la Hoja, los anticlinales y sinclinales tienen pendientes más suaves, conformados por formaciones sedimentarias provenientes de un abanico. Los anticlinales son asimétricos, con pendientes más fuertes en los flancos que buzan al NO, algunos pliegues presentan fallas de sobrecorrimiento a lo largo del eje del plano axial. Las rocas volcanoclásticas del lado oriental de la hoja también presentan plegamientos debido a las fuerzas de compresión. La deformación caótica en la cuenca, está relacionada a la marcada actividad tectónica de esta zona, la ductilidad de las formaciones sedimentarias y los esfuerzos de compresión a las mismas.

HISTORIA GEOLÓGICA

La siguiente investigación presenta la Hoja Geológica Alamor a escala 1:100000, como parte de la CAL, del dominio geológico en la parte suroccidental del sistema austral montañoso andino, colindando en la frontera con el Perú. La cuenca está conformada por rocas volcánicas de edad Cretácico Inferior hasta secuencias sedimentarias que se han desarrollado hasta el Cretácico Superior.

La CAL aparentemente se desarrolló en parte sobre un sustrato constituido por rocas metamórficas, las cuales son parte de los dos cinturones compuestos por las rocas metamórficas correspondientes al Complejo El Oro y Cordillera Real. El cual empieza con el desprendimiento y rotación del Bloque Amotape Tahuín del núcleo metamórfico que constituyó la prolongación de la Cordillera Real, generando una zona de subsidencia que posibilitó en el Cretácico Inferior el emplazamiento de la cuenca, la cual en la parte oriental se emplazó la potente sucesión volcánica intrusiva máfica U. Punta de Piedra.

Esta secuencia volcánica submarina definida así por Egüez y Poma (2001) como U. Punta de Piedra, está constituida por una secuencia volcánica submarina de afinidad toleítica que comprende una serie de basaltos de color negro y gris verdoso, con magnetismo representado por gabros; la que se correlacionaría con la secuencia basal en el Perú, denominada Cerro San Lorenzo. A este basamento de basaltos oceánicos se superpone una secuencia volcanoclástica proximal, conformada por tobas, tobas brechosas de afinidad toleítica-arco de islas, correspondiente a la Fm. Celica de edad Albiense. Este conjunto de rocas oceánicas se formó durante el Aptiense al Turoniense en un sistema de arco insular, asociado a rocas volcanosedimentarias.

Con la Formación del arco insular y su erosión, se depositó la Fm. Ciano hasta el Cenomaniense, representada por la intercalación de rocas sedimentarias ocasionalmente silicificadas y volcanoclásticas proximales de la Fm. Celica. Lo que indica que la sedimentación fue durante episodios volcánicos.

En el Cretácico Superior un régimen convergente provocó el levantamiento y emersión de la Cordillera Real, iniciándose la subducción andina evidenciada por un volcanismo calco-alcalino y un magmatismo identificado por el emplazamiento de la granodiorita tipo “I” calco-alcalino llamada Granodiorita Tangula.

En el Albiense al Turoniense empezó el relleno de la CAL representada por el Grupo Zapotillo con una sucesión de 2000m, una serie sedimentaria turbidítica tipo flysch de abanico distal de grano fino, calcáreas de la Fm. Chaquino a las que sobreyacen concordantemente rocas de grano medio a grueso de la Fm. Tronco Quemado, y la Fm. Mangahurco con conglomerados que correspondería a facies de talud superior proximal depositados hasta el Turoniense. La deformación de estas rocas indica claramente que existió alta actividad tectónica.

Finalmente, en el Cuaternario se desarrollan procesos de erosión, transporte y acumulación de material rocoso y sedimentos que se reflejan en la morfología de potentes depósitos aluviales y recientes depósitos coluviales.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La zona estructural puede subdividirse en dos metalotectos, el primero al O de la falla Basal-Guabo, y otra al SE de la falla Chira.

El bloque al noroccidente de la falla Basal-Guabo, contiene anomalías de tierras raras e hidrocarburos. Algunas de las capas de margas agrupadas en la Fm. Puyango, fueron investigadas por la Comisión Ecuatoriana de Energía Atómica (1991), cuyo resultado fue delimitar anomalías geoquímicas de uranio y vanadio.

Otro bloque de ocurrencias se ubica al SE de la falla Chira, en la concesión DYNASTY 1, con los volcánicos de la Fm. Celica que son intruidas esporádicamente por diques de diorita y vetas argilizadas de cuarzo con Au y ocasionalmente vetillas con calcita y barita. Existen vetas mineralizadas sin orientación preferencial que han sido identificadas en el proyecto Dynasty Goldfield, pero varias vetas superan los 400m (Maynard, 2014). La mineralización más importante en la zona de estudio ocurre a lo largo de zona de fallas al oeste y subparalelo a la Granodiorita Tangula, con numerosas fracturas rellenas de magnetita y epidota, stocks porfiríticos, stockwork, y vetas de cuarzo de alta ley. Estas ocurrencias de minerales son agrupadas como un cinturón de Cu-Au de dirección NO-SE, asociadas a 3 cuerpos porfiríticos de composición riolítica que se integran dentro de la concesión Los Linderos que forman parte de varios cuerpos mineralizados que se extiende hasta el Perú, ELIPE S.A. (Maynard, 2014).

INIGEMM (2015) en un muestreo (1359 muestras) de sedimentos, confirmó estas anomalías y delimitó 4 zonas anómalas claras que definen el comportamiento geoquímico de la zona investigada. La zona 1, ubicada al extremo suroriental, en los sectores Laguar, Pasaje de Jujal, Algodonal de Jujal, Pindal de Jujal, Vicín, El Naranjo y Cardopamba, en la zona de influencia de las Qs. Porotillo, Laguar, Totumos, Algodonal, Chorreras, Caparrosa, Algarrobo, Higuerón y afluentes S/N que drenan la margen derecha del río Catamayo, caracterizada por una asociación polimetálica de Au-Cu-Pb ± Zn ± Mo, y As-Sb-Ba como elementos indicadores de esta mineralización. La zona 2, localizada al noreste del área de estudio, en la zona de influencia de las Qs. Turinuma, Turinuma Chico, El Pitayo, Zapallos, Palsallo, Naranjal y San José, en los sectores Pitayo, San Francisco, Zapallos, Las Pampas de Turinuma, Turinuma Chico, Dos Qs, Naranjal y San José, se caracteriza por una asociación polimetálica de Cu-Mo-Zn ± Au ± Pb. Y las zonas 3 y 4, restringidas al noroccidente del área de investigación a lo largo de la Q. Chaguarhuaycu, se trata de una asociación metálica de los actínidos con un predominio de torio y con menores proporciones de uranio. Las capas de calizas plegadas de la Fm. Puyango contienen hidrocarburos en la Q. Cazaderos en la coordenada UTM 561644E; 9556800N.

En la vía que conduce de Pózul a Celica, se observó un afloramiento de centenas de metros, que consiste de roca con alteración argílica, de color verdoso amarillento, con presencia de caolín y pirita diseminada. En el río Macará (UTM: 600759E; 9524703N) existe un área de oxidación donde se aprecia arcillas rojas tipo jarosita. Los afloramientos poseen coloraciones amarillentas, anaranjadas y rojizas, además de fallas con relleno de goethita, hematita, sulfuros diseminados, magnetita y cuarzo drusiforme. La roca comprende una brecha hidrotermal con fragmentos de limonita, en muestra de mano se observaron fragmentos de pórfido andesítico con contenido de plagioclasas, piroxenos, hornblenda, cuarzo, pirita y calcopirita; su matriz está compuesta de vidrio volcánico, las rocas presentan una alteración clorítica regional.

Dentro del área de estudio, no existen estudios técnicos que determinen la presencia de depósitos económicamente rentables de minerales no metálicos, sin embargo, en la parte oriental, entre los cantones Celica y Macará, se encuentra 1 concesión minera (ARCOM, 2015), dedicada a la exploración y explotación de este tipo de depósitos.

En el cantón Pindal, al nororiente de la zona de estudio, según Aguilera, (2011), los principales minerales no metálicos que se explotan son arcillas, calizas, yeso y feldespatos, que son extraídos de forma artesanal por las mismas comunidades. Otros materiales se extraen de rocas volcánicas y arena principalmente en el lecho de los ríos Catamayo y Alamor, siendo empleados básicamente para la construcción de viviendas y otras obras civiles de pequeña magnitud.

REFERENCIAS

AGUILERA, R. (2011) Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial del Cantón Pindal. Loja-Pindal.

ARCOM (2015, noviembre 19) Catastro Minero. Quito, Pichincha, Ecuador.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977). Lexique Stratigraphique International; Ecuador. Second Edition. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique, 412.

CHALCO R. A. (1955) Estudio geológico preliminar de la región Sullana- Lancones. En: Boletín Técnico Empresa Petrolera, vol. 3. Ministerio de Fomento Público, Lima.

EGÜEZ A., & POMA O. (2001) La Cuenca Alamor Lancones en el Contexto Geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador. Cuartas Jornadas en Ciencias de la Tierra (págs. 19-22). Quito-Ecuador: Escuela Politécnica Nacional.

INIGEMM (2013) Memoria Técnica Hoja Geológica de Cariamanga 1:100000. Proyecto “Modelo piloto para la determinación del potencial geológico-mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000”. Quito: Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico.

INIGEMM (2015) Informe de geoquímica. No Publicado

JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGTSON P., DHONDT A., PHILIP J., BULOT L., ET AL. (1998) Revisión Estratigráfica del Cretáceo superior del Noroeste Peruano y Suroeste Ecuatoriano. Datos preliminares, consecuencias tectónicas. Perú: Boletín de la Sociedad Geológica del Perú p. 101-105.

JAILLARD E., ORDÓÑEZ M., BERRONES G., BENGTSON P., BONHOMME M., JIMÉNEZ N., y OTROS. (1996) Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary time. Gran Bretaña: Journal of South American Earth Sciences, Vol. 9, Nos 1/2, pp. 131- 140.

JAILLARD ETIENNE, LAUBACHER GÉRARD, BENGTSON PETER, (1999) Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador. South American Earth Sciences, 51-68.

KENNERLEY J. (1973). Geology of the Loja Province, Southern Ecuador. 23-24.

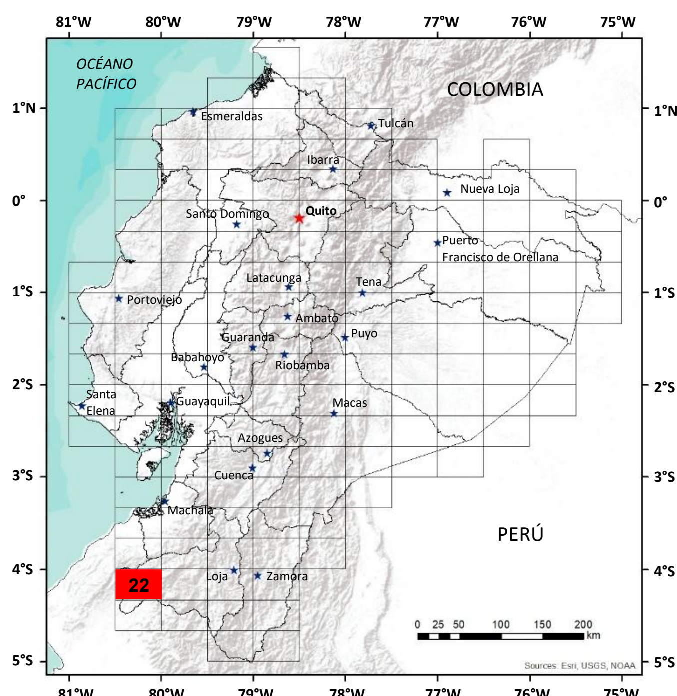
LITHERLAND M., ASPDEN J., & JEMIELITA R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Overseas Memoir, No 11, British Geological Survey, Nottingham.

MAYNARD, A. (2014) Dynasty Goldfield project, Celica, Loja Province.

PALACIOS, O. (1994) Geología de los cuadrángulos de Paita, Talara, Sullana, Libitos, Quebrada Seca, Zorritos, Tumbes y Zarumilla. Boletín del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico 54 (A), 190p Lima

PILATASIG L., GORDÓN P., PALACIOS O. y SÁNCHEZ J. (2005) Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las comunidades Andinas. Ecuador - Canadá - Perú. Geología del Ecuador y Perú entre 3°S y 6°S. Dirección Nacional de Geología, Ministerio de Minas y Petróleos, Ecuador, Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Ministerio de Energía y Minas, Perú.78p.

SHOEMAKER R. (1977) La Geología y Paleontología de los Sedimentos Cretácicos del Valle del Río Puyango, Provincias de Loja y El Oro, Ecuador. Subcomisión Ecuatoriana PREDESUR - Towson State University – PREDESUR. Quito – Ecuador. Publicación N°64.



HOJA GEOLÓGICA-22
ALAMOR (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Alamor se ubica al sur del Ecuador, en la provincia de Loja e incluye los cantones de Puyango, Pindal, Celica, Zapotillo y Macará, cubriendo un área aproximada de 1.680 km². El acceso principal a la zona se realiza a través de las carreteras de primer orden que conectan las ciudades de Loja – Catacocha – Celica – Alamor – Arenillas – Machala. El relieve varía en altitud entre los 220 y 2.100 m.s.n.m. En la zona oriental predominan relieves colinados desarrollados sobre rocas volcánicas, hacia el centro-este se encuentran relieves colinados alargados formados por secuencias sedimentarias intercaladas con rocas volcánicas; mientras que, al oeste, se presenta un relleno sedimentario correspondiente a ambientes de abanico aluvial y plataforma marina. El sistema de drenaje principal atraviesa estructuras plegadas en dirección transversal, donde un patrón meándrico ha sido encajado por la acción del levantamiento tectónico local, dando lugar a valles profundos.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Mesozoico**, en el **Cretácico Inferior** se produjo el desprendimiento y rotación del **Bloque Amotape–Tahuín**, considerado parte del núcleo metamórfico de la Cordillera Real [1]. Este evento tectónico marcó la apertura de una zona de subsidencia que permitió el emplazamiento de una extensa sucesión máfica representada por la **Formación Punta de Piedra ($K1_{Pp}$)**, constituida por basaltos y andesitas basálticas de afinidad toleítica y calcoalcalina de un arco submarino [2].

Sobre estos basaltos toleíticos se superpone en discordancia una secuencia volcanoclástica proximal intercalada con flujos de lavas andesitas basálticas, correspondiente a la **Formación Celica ($K1_{C}$)**, de edad **Aptiana-Albiana** [3]. Posteriormente, se inicia la depositación de la **Formación Puyango ($K1_{Py}$)** representada por una secuencia de calizas y lutitas depositadas en condiciones submarinas, de edad **Albiana** [4].

Durante el **Cretácico Superior**, la región experimentó un cambio geodinámico hacia un régimen convergente. Este proceso generó el levantamiento y la emersión de la Cordillera Real, señalando el inicio del ciclo de subducción andina. En este nuevo contexto tectónico se produjo un volcanismo calco-alcalino acompañado por magmatismo intrusivo de afinidad tipo "I", representado por la **Granodiorita Tangula ($K2_{Ta}$)**, con edad **Cenomaniana a Turoniana** [5], [6]. El desarrollo del arco volcánico prosiguió con la sedimentación de una secuencia compuesta por limolitas y lutitas, intercaladas con niveles volcanoclásticos derivados de la erosión del arco oceánico. Esta secuencia constituye la **Formación Ciano (K_{Cn})**, con una edad asignada entre el **Albiano** y el **Cenomaniano** [7].

Posteriormente, durante el **Cenomaniano** al **Turoniano**, la cuenca Alamor–Lancones comenzó a ser rellenada por una extensa secuencia sedimentaria turbidítica correspondiente al **Grupo Zapotillo**, compuesto por tres formaciones principales: **Formación Chaquino ($K2_{Ch}$)**, compuesto por depósitos turbidíticos caóticos de base; **Formación Tronco Quemado ($K2_{Tq}$)**, conformada por un flysch arenoso intermedio; y, la **Formación Mangahurco ($K2_{Mg}$)**, conformada por turbiditas distalmente depositadas, con litología de grano fino y marcada naturaleza calcárea.

Discordantemente sobre el Grupo Zapotillo se encuentra la **Formación Cañaveral ($K2_{Cv}$)**, formada por secuencias grano-crecientes de areniscas y conglomerados con clastos metamórficos, acompañadas de niveles de limolitas y lodolitas negras. Esta formación refleja una regresión marina, con depósitos fluviales y conos aluviales del **Campaniano al Maastrichtiano**. Seguido ocurrió una transgresión marina representada por las turbiditas finas de la **Formación Cazaderos ($K2_{Cz}$)**, constituida por lutitas fisiles, lentes de areniscas y niveles calcáreos finos, con presencia de nódulos calcáreos dispersos [8].

Estas formaciones representan la transición desde una cuenca volcánicamente activa hacia un sistema sedimentario maduro, dominado por sedimentación gravitacional profunda. En el Cuaternario se distinguen **Depósitos Coluviales (Q_{C})** y **Aluviales (Q_{A})**.

Los cuerpos intrusivos de la región se relacionan con el magmatismo calco-alcalino representado por la Granodiorita Tangula, sobre la cual se desarrolló un proceso mineralizador posterior, generando la intrusión de cuerpos cuarzodioríticos en el sector sureste del área [9].

Durante el **Cenozoico**, en el **Mioceno a Plioceno**, la región fue afectada por una fase intensa de inversión tectónica producto del acortamiento lateral y el levantamiento cortical. Este evento dio lugar a la deformación estructural de la cuenca, con el desarrollo de pliegues y fallas tales como Mangahurquillo, Milagros y Catanas permitiendo la exhumación de formaciones más antiguas. Esta etapa marcó el cierre del ciclo de relleno sedimentario y el establecimiento del actual paisaje tectónico.

REFERENCIAS

[1] M. LITHERLAND, J. ASPDEN, AND R. JEMIELITA (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador. British Geological Survey.

[2] A. EGÜEZ AND O. POMA (2001) "La Cuenca Alamor - Lancones en el Contexto Geodinámico de los Andes de Huancabamba," IV jornadas en Ciencias la Tierra, E.P.N., pp. 19 – 22.

[3] C. R. BRISTOW AND HOFFSTETTER (1977) Lexique stratigraphique international, vol. 5.

[4] ORDÓÑEZ, M., JIMÉNEZ, N., & SUÁREZ, J. (2006). Micropaleontología Ecuatoriana"; Petroproducción; 1 Edición (p. 634).

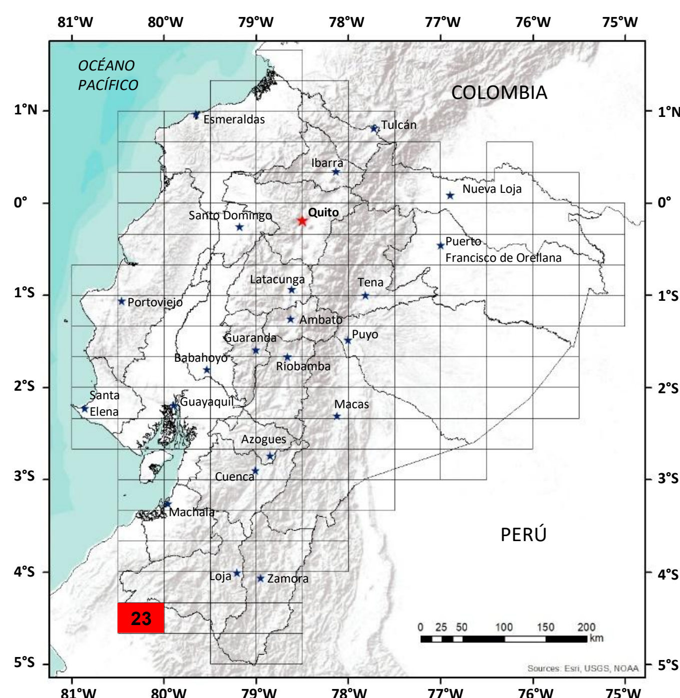
[5] J. KENNERLEY (1973) "Geology of Loja Province Southern Ecuador".

[6] T. D. URLICH (2005) "Summary Report on Ar/Ar Dating for MAP: GAC. Activity PE – 05 Peru," Lab. Pacific Cent. Isot. Geochemical Res. Earth Ocean Sci. Univ. Br. Columbia. Vancouver.

[7] SHOEMAKER, R. E. (1982). Fossil leaves from the Lower Cretaceous Ciano Formation Southwestern Ecuador. Palaeontographica Abteilung B, 120-132.

[8] E. JAILLARD, G. LAUBACHER, P. BENGTSON, AND A. DHONDT (1998) "Revisión estratigráfica del Cretáceo superior del Noroeste peruano y Suroeste ecuatoriano: datos preliminares, consecuencias tectónicas," pp. 101–115. Accessed: May 07, 2025. [Online]. Available: https://www.researchgate.net/publication/259464413_Revision_estratigrafica_del_Cretaceo_superior_del_Noroeste_peruano_y_Suroeste_ecuatoriano_datos_preliminares_consecuencias_tectonicas

[9] A. MAYNARD (2014) "Dynasty Goldfield project," Celica , Loja Province.



HOJA GEOLÓGICA-23
ZAPOTILLO (1974)

INTRODUCCIÓN

El área de Zapotillo comprende la parte suroeste del sistema austral montañoso andino del Ecuador. Se encuentra cerca de la frontera con el Perú en la Provincia de Loja. El terreno es accidentado y varía de 120 a 900 msnm. El drenaje se dirige al Océano Pacífico por el Río Chira. Su clima tropical sabana presenta un período marcadamente seco de junio a diciembre durante el cual se agosta la vegetación. Un camino carrozable que viene de Celica pasa por Zapotillo hacia el Perú. La población está diseminada en toda el área.

GEOLOGÍA

Las rocas de la Hoja de Zapotillo son casi íntegramente de edad cretácica. Se trata de Flysch y volcánicos que fueron intruidos de un Plutón granítico.

Formación Piñón (K) (Cretáceo): La Formación Piñón tiene un afloramiento muy limitado en la Hoja; es más reconocible en áreas adyacentes. Consiste principalmente en lavas andesíticas con algunos sedimentos y tobas interestratificados. La andesita Piñón es generalmente una roca masiva homogénea de color verde característico. Presenta variedad de texturas ígneas, pero todas incluyen material afanítico propio de roca ígnea de enfriamiento rápido. La andesita porfirítica contiene comúnmente fenocristales máficos de diópsido y augita, aunque están siempre subordinados a los fenocristales feldespáticos de composición andesino-labradorita, que exhiben zonado oscilatorio. Muchos de los fenocristales feldespáticos muestran alteración a caolín y sericita. La hornblenda se presenta como un producto de alteración de los piroxenos y la hornblenda primaria muestra una alteración a biotita y clorita. Es probable que el causante de algunas de las alteraciones sea un metamorfismo ligero.

Se desconoce el espesor de la Formación Piñón, pero se cree que tiene varios miles de metros. Está interestratificada con la Formación Zapotillo e intruida por el Batolito de Tangula. Su edad es incierta; probablemente se prolonga a través del Cretáceo y representa parte de una basta acumulación de lavas que fueron extruidas a lo largo de la línea de los Andes Occidentales.

Formación Zapotillo (K_{4-7}) (Cretáceo Superior): La Formación Zapotillo comprende, aquí en el área tipo, la secuencia del flysch depositado en agua profunda del Grupo Alamor. Consiste en grauvaca y lutita negra con conglomerados locales en capas que varían de 0.5cm a 3m de espesor. La grauvaca típica es pobremente sorteada, micácea y de color café amarillento. Son comunes los hundimientos intraformacionales y la estratificación gradada, lo cual indica que hubo inestabilidad y corrientes de turbidez durante la deposición. En la grauvaca se encuentra concreciones esféricas, usualmente entre 5 y 20cm de diámetro, que se forman por efectos de intemperismo de la roca y que se hallan esparcidas sobre la superficie, particularmente en los alrededores de los Tres Charanes (718-117). En una quebrada cerca de Catamailla (856-177) afloran capas de conglomerado interestratificadas con grauvaca y consistentes predominantemente en guijarros de hasta 20cm de diámetro de andesitas porfídicas. Esto sugiere que las lavas Piñón han sido erosionadas no muy lejos hacia el Este. Las lutitas negras son muy uniformes y contienen moldes de *Inoceramus* cerca de Huásimo (749-108). Las lutitas ocupan generalmente los terrenos bajos por ser menos resistentes a la erosión que la grauvaca.

En el área de Zapotillo son muy comunes los diques de arenisca. Varían de 5 a 50cm de grosor; cortan al través y se extienden paralelamente a los estratos encajantes. La arenisca de los diques es feldespática y micácea, y, en muchos aspectos similar en composición a la grauvaca que intruyen. Se cree que los diques fueron inyectados como un lodo a lo largo de las fisuras bajo una considerable presión hidrostática. Se puede atribuir el fisuramiento a temblores, pero más probablemente, al ambiente tectónico inestable de la zona geosinclinal.

La presencia de *Inoceramus* en la Formación Zapotillo indica una edad cretácica superior. Se desconoce el espesor de la Formación, pero puede deducirse que sobrepasa los dos mil metros.

Depósitos superficiales (Cuaternario): Los depósitos aluviales se encuentran confinados a los valles de los ríos Alamor y Chira. Las planicies aluviales de estos valles son usadas extensamente para el cultivo con el riego de los ríos. A lo largo de dichos valles se presentan algunas colinas con crestas planas que son residuos de terrazas antiguas.

ROCAS INTRUSIVAS

El pequeño afloramiento de tonalita en la esquina noreste de la Hoja es parte del Batolito de Tangula que intruye a la Formación Piñón. Una datación radiométrica de 111 millones de años (Snelling et al, 1970) fue obtenida del batolito cerca de Macará, al Este de esta Hoja.

ESTRUCTURA

La Formación Zapotillo está suavemente plegada con ejes de dirección NE-SW. El fallamiento es prominente en la Hoja y produce un sistema de bloques fallados. El grupo principal de fallas tiene una dirección NE-SW, extendiéndose algunas de ellas por más de 20km y continuando en el Perú en dirección suroeste. Un grupo de fallas más pequeñas y menos numerosas se presentan dispuestas en ángulos más o menos rectos. El fracturamiento está fuertemente desarrollado y en general pueden identificarse, en afloramientos, tres grupos con buzamientos muy acusados o verticales. Las fracturas forman en cada grupo prominentes lineamientos claramente visibles en las fotografías aéreas.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

No se ha registrado mineralización en el área. Se realizó un estudio de reconocimiento geoquímico durante el estudio geológico (Kennerley, 1973) pero no se descubrieron anomalías.

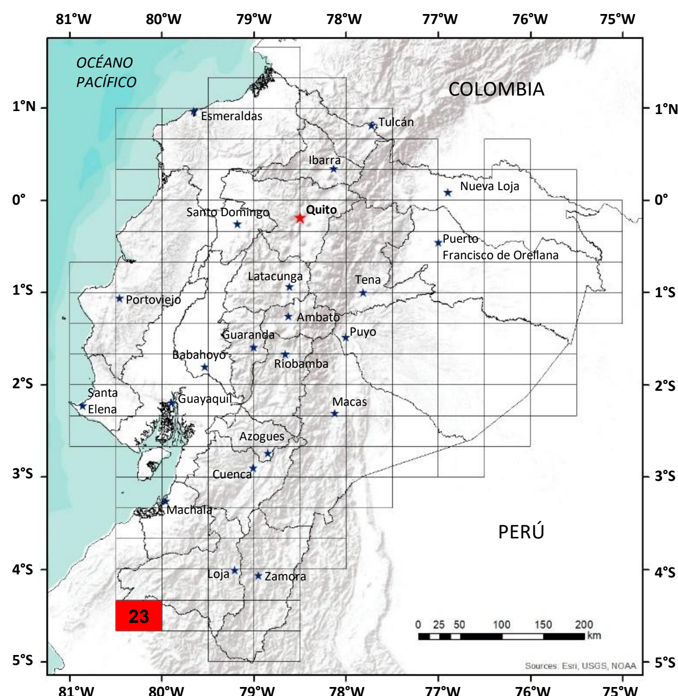
Abastecimiento de agua: Las lluvias en el área son muy escasas con un promedio de lluvia anual de 444mm registrado en Zapotillo.

La prolongada estación seca de junio a diciembre convierte el área en semi-árida y las fuertes sequías la afectan te tiempo en tiempo. Solamente el Río Chira fluye durante todo el año, razón por la que se lo aprovecha para el riego del valle. Existe un abastecimiento potencial de agua subterránea en los aluviones de los valles de los ríos; puede ser obtenido con pozos poco profundos. Las capas de grauvaca de la Formación Zapotillo pueden constituir buenos acuíferos si éstos son alimentados por infiltración de los ríos.

REFERENCIAS

KENNERLEY, J. B. (1973) Geology of Loja southern Ecuador. Institute of Geol. Sci. Overseas Geology and mineral resources. Report No 23.

SNELLING N. J., INGRAM I. H. & CHAN K. P. (1970) K-Ar age determinations on samples from Ecuador. Inst. Geol. Sci. London. Isotope Geology Unit. Report No. 70.18.



HOJA GEOLÓGICA-23
ZAPOTILLO (2018)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio comprende la Hoja geológica Zapotillo, a escala 1:100000, misma que se encuentra en el límite fronterizo con la República del Perú, se ubica en la región suroeste del Ecuador en la provincia de Loja, abarca los cantones Zapotillo y Macará. Hacia el lado de Perú alcanza los departamentos de Piura y Tumbes. El acceso a la zona se realiza por vía terrestre a través de la carretera Panamericana que conecta Machala – Santa Rosa – Arenillas – La Victoria – Alamor y Zapotillo. También se puede acceder desde la Sierra tomando la vía Loja – Catacocha – Macará –Zapotillo.

La zona de estudio se encuentra en la región austral de Ecuador y presenta un relieve muy variado. Engloba tres regiones geomorfológicas: al Norte se distingue una pequeña proporción de la planicie costera de depósitos miocénicos y depósitos aluviales y al Sur se destaca una topografía más alta correspondiente a las rocas sedimentarias de la cuenca Alamor – Lancones (CAL).

GEOLOGÍA

La CAL comprende secuencias volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias localizadas entre el Bloque Amotape-Tahuín y los volcánicos Celica. El basamento de esta cuenca en sus bordes oeste y norte son las rocas metamórficas incluidas en el Bloque Amotape–Tahuín, mientras que en sus bordes este y sureste el basamento está constituido por rocas volcánicas e intrusivas.

La CAL es una cuenca oceánica madura iniciada en el Albiense, expuesta al noroeste del Perú y suroeste de Ecuador, en una forma triangular, cerca de 180 km de largo en una dirección noreste con 150 km de ancho, que se va comprimiendo hacia el norte. La cobertura paleógena al sureste de la cuenca comprende alrededor de 50 km adicionales y en contacto fallado con el Terreno Olmos Loja. La cuenca tiene tres dominios característicos, sedimentos de plataforma en un margen pasivo o cuenca marginal, seguido de una secuencia turbidítica que cubre y actúa como zona de transición entre la corteza continental y corteza oceánica; un tercer dominio es la corteza oceánica (basaltos) donde se ubican rocas volcánicas submarinas con eventuales pulsos volcánicos. Los contactos entre estos dominios serían fallas transformantes asociadas a una zona de dorsal oceánica.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Punta Piedra (K_{Pp}) (Cretácico): Establecida por Egüez y Poma (2001), la litología comprende basaltos masivos y en ciertos sectores se presenta como basaltos almohadillados, andesitas, andesitas basálticas y brechas volcánicas, también existen diques de composición intermedia cortando a los basaltos. Los basaltos son de color negro, magnéticos, contienen clorita y epidota entre las fracturas como minerales de alteración, así como la presencia de sulfuros diseminados (pirita). Se encuentran en contacto intrusivo con las cuarzodioritas (Laguar) y la Granodiorita Tangula. Según nuevos datos de geoquímica, los basaltos corresponden a una secuencia submarina de afinidad toleítica y a la acreción de un arco de isla de escasa contaminación cortical (INIGEMM, 2013). El contacto con la unidad sobreyaciente no se observa, sin embargo, se interpreta como contacto transicional con las rocas de la Fm. Celica; en base a esta correlación estratigráfica esta unidad se desarrollaría en el Cretácico Temprano. (Egüez y Poma, 2001).

Formación Celica (K_C) (Cretácico): Fue definida por Bristow y Hoffstetter (1977) como andesitas homogéneas, masivas de color verde y capas de tobas interestratificadas. Litológicamente comprende brechas andesíticas y tobas interdigitadas con pequeños niveles sedimentarios de limolitas negras. En general las rocas son verdes, con clastos subredondeados andesíticos y dacíticos de hasta 0.30m. Hacia el este de las brechas pasan gradualmente a tobas, con matriz de plagioclasa, piroxenos y vidrio volcánico. Las brechas andesíticas contienen plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Las tobas de color crema poseen clastos volcánicos de basaltos. Lavas son escasas y de composición dacítica, andesítica y riolítica. Las rocas generalmente se encuentran cloritizadas, epidotizadas y silicificadas. La relación litoestratigráfica de la Fm. Celica con otras unidades, se evidencia a lo largo de la carretera de verano desde Catanas a Pilares, encontrándose interdigitada con la Fm. Ciano, con una dirección preferencial noreste –suroeste.

En el río Chira, el contacto con la Fm. Chaquino es discordante, siendo común encontrar megabloques de los volcánicos dentro de los sedimentos de la Fm. Chaquino. Estas rocas representan la parte más proximal del arco volcánico submarino definido como Punta de Piedra, por lo que están definidas como de afinidad toleítica. (INIGEMM, 2013). Jaillard et al., (1996), en base a datos bioestratigráficos de la CAL en la sección de Río Playas, sugiere una edad Albiense.

Formación Ciano (K_{Cn}) (Cretácico): Definida por Kennerley (1973), litológicamente comprende capas delgadas de rocas sedimentarias bien estratificadas e intercaladas con rocas volcanoclásticas. Las rocas sedimentarias consisten de alternancias de arcosas, limolitas y lutitas de color gris oscuro y en ocasiones verdosas y blanquecinas. Las arcosas son grises claras y verdes. Las limolitas son gris obscuro. Las lutitas son de color verduzco. Estas rocas se encuentran silicificadas y en ocasiones contienen carbonatos y sulfuros como secundarios. Las areniscas son de origen volcánico con importante contenido de plagioclasas. Las rocas volcanoclásticas corresponden a tobas. La Fm. Ciano se encuentra subyaciendo concordantemente a la Fm. Chaquino en los sectores de Contrafuerte Cabeza de Toro (UTM: 575100E, 9523800N) y en El Cabuyo, que se ubican fuera de la Hoja geológica Zapotillo. De acuerdo a su posición estratigráfica y la existencia de microfósiles se le atribuye una edad Albiense – Cenomaniense (Jaillard et al., 1996)

Grupo Zapotillo: Para este trabajo ha sido diferenciado y subdividido en tres formaciones claramente representadas en las hojas geológicas Alamor, Zapotillo y Puyango escala 1:100000. A gran escala y siguiendo un orden estratigráfico se distinguieron las Formaciones: Chaquino, Tronco Quemado y Mangahurco.

Formación Chaquino (K_{Ch}) (Cretácico): Fue definida en este estudio. La localidad tipo está en el sector de Chaquino (UTM: 573776E, 9537360N, fuera de la hoja de estudio), de donde toma el nombre, además se pueden encontrar afloramientos en ambas márgenes de la quebrada Catanas (UTM: 569549E, 9505372N) y en la margen oeste del río Chira. Litológicamente la Fm. Chaquino, incluye una parte inferior en la que alternan limolitas y lutitas calcáreas (100 m) y una superior en la que alternan en proporciones similares limolitas y areniscas finas siliciclásticas (150 m); son frecuentes diques de arenisca, de 5 a 50 cm de ancho que atraviesan las alternancias de limolitas y lutitas negras, en varias direcciones, algunas perpendiculares y paralelas a la estratificación. Todas las alternancias contienen esporádicamente capas métricas de grauvaca por una contaminación volcánica distal y capas muy delgadas de margas fosilíferas. La Fm. Chaquino sobreyace a la Fm. Puyango, en contacto gradacional y discordancia angular, lo cual se observa en las coordenadas (UTM: 598630E, 9570121N, fuera de la Hoja); en el sector de Zapotillo no se observa la base de esta unidad. El contacto con la Fm. Ciano es interdigitado. Subyace a la Fm. Tronco Quemado en contacto concordante.

Dataciones paleontológicas determinaron que los sedimentos eran del Cretácico (Bristow y Hoffstetter, 1977). Por asociación con la cartografía del Perú, se atribuye una edad Cenomaniense (Jaillard et al., 1998).

Formación Tronco Quemado (K_{Tq}) (Cretácico): Consiste de una secuencia sedimentaria subhorizontal, compuesta por areniscas de grano grueso, compactas, de color pardo amarillento en capas potentes, así como areniscas de color gris oscuro, con niveles finos de limolitas negras. Las areniscas son levemente calcáreas y poseen nódulos de areniscas calcáreas.

Esta secuencia posee intercalaciones de potentes capas de arenisca con niveles finos de limolitas. Por lo general, el contacto entre la Fm. Tronco Quemado y la infrayacente Fm. Chaquino es concordante transicional, sin embargo, en ciertos lugares se puede observar contactos fallados debido a fallas menores, de igual manera el contacto superior con la Fm. Mangahurco es concordante. En cuanto a la edad, por su disposición estratigráfica y correlación con la Fm. Jahuay Negro en el Perú, se le atribuye una edad Cenomaniense Superior a Turoniense (Jaillard et al., 1998).

Terrazas aluviales (Q_T) (Cuaternario): Forman amplias plataformas de pendientes bajas, depositadas en el valle fluvial del río Alamor ubicado en el noroeste de la zona de investigación, tienen un ancho máximo de 0.8 km. Son materiales clasto soportado de compactación baja a media, constituidos por bloques subredondeados hasta subangulares, compuestos por guijarros y gravas, en una matriz areno limosa.

Depósitos aluviales (Q_A) (Cuaternario): Los depósitos cuaternarios están presentes formando aluviales y terrazas. Los depósitos aluviales se observan en los márgenes de los principales drenajes, se localizan principalmente en el río Chira al centro norte de la zona de estudio. Están constituidos principalmente por material poco consolidado, cantos rodados, gravas y arenas.

ROCAS INTRUSIVAS

Granodiorita Tangula (K^{Ta}): Establecido por Kennerley (1973), litológicamente comprende rocas granodioritas, de textura holocristalina, con minerales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y en menor cantidad hornblenda. En la zona de estudio los afloramientos presentan alta meteorización donde la roca se observa como suelo residual. La granodiorita se encuentra intruyendo a las rocas volcánicas (basaltos, brechas) de la unidad Punta de Piedra. En base a estudios de Ar/Ar se reporta una edad de 93 ± 1.1 Ma, con lo cual se establece una edad Cenomaniense (Pilatasig et al., 2005).

Cuarzodiorita (D^{Qd}): Corresponde a las rocas intrusivas que se localizan al noreste de la zona de estudio, en la quebrada Laguar. El afloramiento tipo se localiza en el punto de coordenadas UTM: 606597E, 9521349N, mismo que se encuentra fuera de la Hoja de estudio. Litológicamente corresponde a las rocas cuarzodioríticas, de textura holocristalina, presentan minerales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y anfíbol, además de sulfuros diseminados. Las alteraciones feldespáticas presentes en las rocas son puntualmente con desarrollo de feldespato, silicificación, epidotización donde se presenta segregación de epidota y relleno de la misma entre las fracturas. La edad del intrusivo no está definida, por lo cual, se requiere realizar dataciones para conocer su geocronología y así conocer su relación con la Granodiorita Tangula.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Las estructuras de la CAL en la Hoja de Zapotillo en orden de más antiguo a más reciente son: estratificación, plegamiento y fallamiento. La estratificación en general es horizontal a subhorizontal, las grauvacas más resistentes forman pequeños escarpes erosivos en las lomas, los cuales no son mapeables a la escala del mapa. El espesor de las capas varía entre centimétrico a métrico.

La CAL constituye un sinclinal en el cual se depositaron las secuencias turbidíticas en el Cretácico Superior con aportes de talud continental, conformando a su vez una serie de sinclinales y anticlinales pequeños. En la parte occidental de la Hoja se observan los plegamientos, formados a partir de esfuerzos de compresión; el rumbo de los ejes de los anticlinales y sinclinales están en su mayoría en dirección noreste - suroeste. El plegamiento en esta zona es abierto, en comparación con los pliegues cerrados de la Hoja de Alamor, los pliegues son irregulares y de tipo anticlinal ubicados hacia el sector noroccidental y sinclinal identificados al norte de la quebrada El Prado, la dirección de los ejes es noreste - suroeste y los ángulos de buzamientos de los flancos son entre 20 y 30°, siendo poco evidentes en las imágenes satelitales. Este plegamiento se interpreta como un evento tectónico regional.

El fallamiento principal corresponde a las fallas Milagros, Catanas y Chira, nombradas en este estudio, tienen una dirección noreste - suroeste, con tendencia a la vertical. Este fallamiento se desarrolló posterior a la depositación y litificación de los sedimentos de la cuenca.

Otro sistema secundario de fallas es identificado con una dirección noroeste - sureste, estas cortan los ejes de los pliegues.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Según la Agencia Regional de Regulación y Control Minero (ARCOM) 2015, existen 9 concesiones mineras que entran de la hoja geológica Zapotillo, escala 1:100000, de las cuales, 4 corresponden a minería artesanal para explotación de oro en depósitos de tipo placer y 5 de libre aprovechamiento.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

La siguiente investigación presenta la Hoja geológica Zapotillo a escala 1:100000, como parte de la CAL y del dominio geológico en la parte sur-occidental del sistema austral montañoso andino, colindando con la frontera de la República del Perú. La cuenca está conformada por rocas volcánicas de edad Cretácico Inferior hasta secuencias sedimentarias que se han desarrollado en el Cretácico Superior.

El basamento está constituido por una secuencia volcánica submarina de afinidad toleítica que comprende una serie de basaltos de color negro y gris verdoso, con magnetismo. Esta secuencia fue definida como Unidad Punta de Piedra por Egüez y Poma (2001), la misma que se correlacionaría con la secuencia basal en el Perú, denominada San Lorenzo.

A este basamento de basaltos oceánicos se superpone una secuencia volcanoclástica proximal, conformada en su mayor parte por tobas y tobas brechosas de afinidad toleítica, correspondientes a la Fm. Celica de edad Albiense. (INIGEMM, 2013).

Con la formación del arco insular y su erosión, se depositó la Fm. Ciano desde Albiense Superior hasta el Cenomaniense Inferior, representada por la intercalación de rocas sedimentarias ocasionalmente silicificadas y volcanoclásticas proximales de la Fm. Celica; lo que indica que la sedimentación fue durante episodios volcánicos.

Desde el Albiense hasta el Turoniense se rellenó la CAL, representada por el Grupo Zapotillo (Kennerley, 1973) con una sucesión de 2000m, iniciando la secuencia una serie sedimentaria turbidítica, tipo flysch, de abanico distal de grano fino calcárea de la Fm. Chaquino, a las que sobreyacen discordantemente rocas de grano medio a grueso de la Fm. Tronco Quemado y la Fm. Mangahurco con conglomerados que corresponderían a facies de talud superior proximal depositados hasta el Turoniense. La deformación de estas rocas indica claramente que existió alta actividad tectónica. Este régimen compresivo provocó el plegamiento de los sedimentos, con generación de anticlinales que funcionaron como barreras o pequeñas cordilleras dividiendo la cuenca oceánica en dos partes, la una como cuenca marginal depositada sobre una plataforma continental y la otra en una cordillera submarina.

REFERENCIAS

AGENCIA DE REGULACIÓN Y CONTROL MINERO – ARCOM. (2015) Catastro minero. Quito

BRISTOW C. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International; Ecuador. Second Edition, 412. Paris.

EGÜEZ A. & POMA O. (2001) La cuenca Alamor-Lancones en el Contexto Geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador. Quito: Escuela Politécnica Nacional, cuartas jornadas en Ciencias de la Tierra.

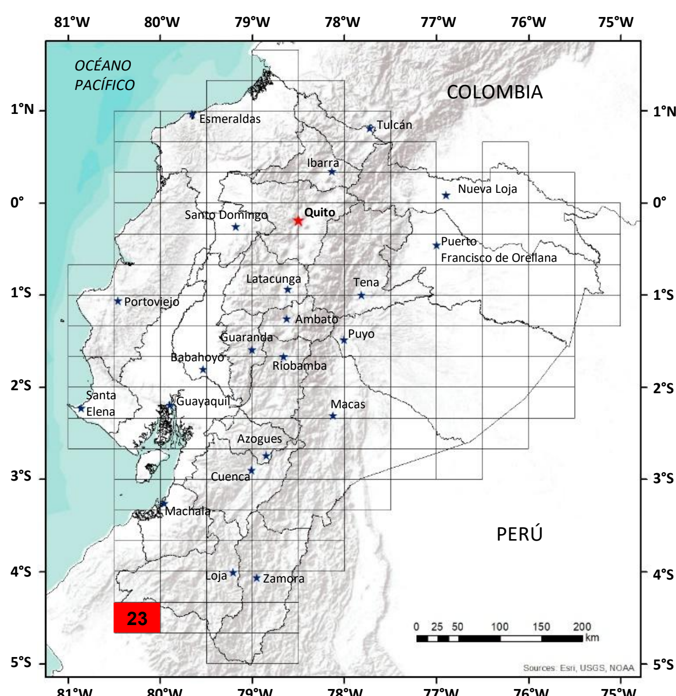
INIGEMM (2013) Memoria Técnica Hoja Geológica de Cariamanga 1:100000. Proyecto "Modelo piloto para la determinación del potencial geológico - mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000". Quito: Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico.

JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGTSON P., DHONDT A., PHILIP J., BULOT L., y OTROS. (1998) Revisión Estratigráfica del Cretáceo superior del Noroeste Peruano y Suroeste Ecuatoriano. Datos preliminares, consecuencias tectónicas. Perú: Boletín de la Sociedad Geológica del Perú p. 101-105.

JAILLARD E., ORDÓÑEZ M., BERRONES G., BENGTSON P., BONHOMME M., JIMÉNEZ N., & OTROS. (1996) Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary time. Gran Bretaña: Journal of South American Earth Sciences, Vol. 9, Nos 1/2, pp. 131- 140.

KENNERLEY, J. (1973) Geology of Loja Province Southern Ecuador. London - United Kingdom: Institute of Geological Sciences.

PILATASIG L., GORDÓN P., PALACIOS O., & SÁNCHEZ J. (2005) Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las comunidades Andinas Ecuador-Perú-Canadá.



HOJA GEOLÓGICA-23
ZAPOTILLO (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Zapotillo con una extensión aproximada de 322 km² se localiza en la región suroccidental del Ecuador, dentro de la provincia de Loja abarcando los cantones Zapotillo y Macará, en la frontera con Perú. El acceso principal es mediante la carretera Panamericana que conecta Quito–Machala–Santa Rosa–Alamor–Zapotillo y desde la Sierra por la ruta Quito–Loja–Catacocha–Macará–Zapotillo. La altitud en la zona varía entre 120 y 410 m.s.n.m.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Mesozoico**, en el **Cretácico Inferior** se originó la cuenca oceánica Alamor–Lancones al norte de la deflexión de Huancabamba. El basamento de esta cuenca está representado por la Formación **Punta de Piedra ($K1_{Pp}$)**, compuesta por basaltos en almohadilla (pillow lavas), andesitas basálticas y brechas volcánicas asociadas a un arco submarino bimodal, de edad **Barremiano** al **Albiano**. La geoquímica de estas rocas refleja una afinidad toleítica de arco de islas, con rasgos calco-alcalinos y una marcada anomalía negativa de niobio, típica de ambientes de subducción [1], [2].

Sobre esta formación se dispone en discordancia la **Formación Celica ($K1_C$)**, integrada por lavas andesíticas, brechas y tobas, que representan facies proximales de un arco volcánico submarino activo en el **Aptiano** al **Albiano**. Si bien, no existen dataciones directas, los batolitos de Tangula y Curiplaya (fuera del área de estudio) que cortan a esta formación han sido datados en 92 ± 1.1 Ma y 114 ± 30 Ma, respectivamente [3], [4]. Por ello, se le asigna una edad del **Cretácico Inferior**. Geoquímicamente, sus rocas presentan afinidad toleítica con signos de contaminación cortical, evidenciada por una anomalía positiva de plomo.

El emplazamiento de la **Granodiorita Tangula ($K2_{Ta}$)** marca una fase magmática sintectónica, intruyendo a las formaciones previas. Este cuerpo está compuesto por granodioritas, granitos y dioritas de varias generaciones, con textura holocristalina, presencia de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda. Presenta afinidad calco-alcalina de tipo "I", derivada de magmas mantélicos y corticales generados en un margen continental activo [5]. La edad de esta formación es de aproximadamente 93 Ma [6].

Como resultado de la erosión del arco Célica y de la actividad volcánica continua, se deposita la **Formación Ciano (K_{Cn})** durante el **Albiano** al **Cenomaniano** [7]. Esta formación representa intercalaciones de volcanoclásticos distales y sedimentos silicificados, con niveles tobáceos vinculados a episodios eruptivos, lo que indica sedimentación sincrónica a eventos volcánicos.

Posterior al **Cenomaniano** y hasta el **Turoniano**, el relleno progresivo de la cuenca Alamor–Lancones está representado por el **Grupo Zapotillo** [8], con una potente sucesión sedimentaria. La secuencia comienza con depósitos turbidíticos de abanico distal, representados por la **Formación Chaquino ($K2_{Ch}$)**, compuesta por alternancias de limolitas, lutitas calcáreas y areniscas finas siliciclásticas. Es característico el desarrollo de diques arenosos de 5–50 cm que atraviesan los estratos en distintas direcciones. La presencia esporádica de capas de grauvaca, niveles volcanoclásticos y margas fosilíferas, sugiere una sedimentación influenciada por actividad volcánica distal [9].

Esta secuencia es sobrepuesta de manera concordante por la **Formación Tronco Quemado ($K2_{Tq}$)**, integrada por areniscas feldespáticas gruesas y limolitas, interpretadas como depósitos proximales de talud superior activos hasta el **Turoniano** [10]. Estas formaciones reflejan una dinámica deposicional compleja, influenciada por la actividad volcánica y los procesos tectónicos regionales.

En el **Cuaternario**, se desarrollan depósitos superficiales asociados a la dinámica fluvial. Las **Terrazas Aluviales (Q_T)** se extienden a lo largo del río Alamor, compuestas por materiales clasto soportados de baja a media compactación, con bloques subredondeados a subangulosos, gravas y guijarros en matriz areno-limosa. Los **Depósitos Aluviales (Q_A)** recientes están formados por materiales poco consolidados como cantos rodados, arenas y gravas de composición variable, concentrados en los márgenes del río Chira.

Se ha identificado un cuerpo intrusivo de cuarzodiorita que intruye a las rocas de la Formación Punta de Piedra. Este cuerpo está compuesto por cuarzo, plagioclasa y anfíbol, asociado al magmatismo de arco. Su edad es aún incierta y requiere estudios geocronológicos para su determinación precisa.

La geología estructural de la zona de estudio está dominada por sistemas de pliegues abiertos a cerrados, representando una deformación compresiva que afecta a la cuenca. Estos pliegues forman anticlinales y sinclinales que deforman secuencias del Grupo Zapotillo. Se observan estructuras locales de pliegues con flancos suaves, acompañadas por dos sistemas principales de fracturas con rumbo NE–SO, las cuales controlan parcialmente el patrón de drenaje actual.

Finalmente, las fallas Catanas, Milagros y Chira de tipo transcurrente que cortan dichas fracturas, sugieren un régimen tectónico complejo. El acortamiento tectónico se intensifica hacia el norte del área de estudio, lo cual se interpreta como una expresión de la inversión tectónica del **Bloque Amotape–Tahuín.**

REFERENCIAS

[1] L. S. WINTER (2008) «The genesis of ‘giant’ copper-zincgold- silver volcanogenic massive sulphide deposits at Tambogrande, Perú: age, tectonic setting, paleomorphology, lithogeochemistry, and radiogenic isotopes», doi: 10.14288/1.0052903.

[2] A. EGÜEZ Y O. POMA (2001) «La cuenca Alamor - Lacones en el contexto geodinámico de los andes de Huancabamba, SW Ecuador», [En línea]. Disponible en: https://biblioteca.epn.edu.ec/cgi-bin/koha/ opac-detail.pl?biblionumber=25090

[3] J. B. KENNERLEY (1980) Outline of the geology of Ecuador, H.M.S.O. London: H.M.S.O. Accedido: 5 de febrero de 2024. [En línea]. Disponible en: https://search.worldcat.org/title/7996174

[4] P. SCHUTTE (2009) «Geochronology, geochemistry, and isotopic composition (Sr, Nd, Pb) of Tertiary porphyry systems in Ecuador», doi: 10.13097/ ARCHIVE-OUVERTE/UNIGE:6367.

[5] E. JAILLARD, P. BENGTSON, L. G. BULOT, A. DHONT, G. LAUBACHER, Y E. ROBERT (1996) «Stratigraphy of the Western Celica Basin (SW Ecuador)», St. Malo, p. 4.

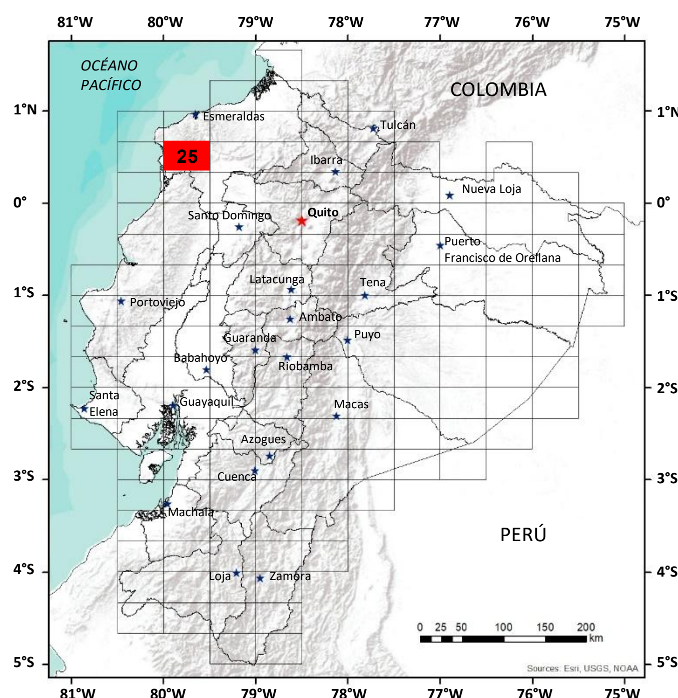
[6] L. F. PILATASIG, D. GORDON, O. PALACIOS MONCAYO, Y J. SÁNCHEZ IZQUIERDO (2005) «Geología de Ecuador y Perú entre 3 S y 6 S».

[7] R. SHOEMAKER (1982) Fossil leaves from the Lower Cretaceous Ciano Formation southwestern Ecuador. Paleontographica Abteilung B, 120-132.

[8] A. OLSSON (1934) Contributions to the paleontology of the northern Peru: The Cretaceous of the Amotape Region. Bulletins of American Paleontology, Paleontological Research Institution, v.20, No.69, 1-104.

[9] C. BRISTOW Y R. HOFFSTETTER (1977) Lexique stratigraphique international, volume V, Amérique latine in Ecuador: Equateur. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique.

[10] E. JAILLARD, G. LAUBACHER, P. BENGTSON, A. V DHONDT, Y L. G. BULOT (1999) «Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador», J. South Am. Earth Sci., vol. 12, N° 1, pp. 51-68, doi: 10.1016/S0895- 9811(99)00006-1.



HOJA GEOLÓGICA-25
VICHE (2009)

INTRODUCCIÓN

El levantamiento de la Hoja geológica No. 25; Viche, cubre 4 hojas topográficas escala 1:50000 (Puerto Nuevo, Viche, El Mirador y El Mamey). La zona de estudio se localiza en el noroccidente del Ecuador, geográficamente forma parte de las provincias de Esmeraldas y Manabí. El área investigada se localiza en la zona de tierras relativamente bajas que van desde los 20 m.s.n.m. y donde las mayores altitudes no sobrepasan los 700 m.s.n.m. Los principales rasgos geomorfológicos en la zona lo constituyen las denominadas Cuchilla de Bunca, Maestra y Cuchilla de Dogle a lo largo de las cuales se localizan las zonas más elevadas, caracterizadas principalmente por colinas alargadas y subredondeadas y que forman parte de la prolongación de la zona montañosa de Mache.

La red hidrográfica en la zona está constituida por cuatro cuencas principales: La cuenca del Río Muisne que desemboca en el Océano Pacífico, la cuenca del Río Viche que desemboca sus aguas en la gran cuenca del río Esmeraldas, la Cuenca del Río Cupa que desemboca finalmente al Río Blanco y posteriormente sus aguas tributan en el Río Esmeraldas y la cuenca del Río Cojimíes cuyas aguas van a desembocar en el Océano Pacífico.

La zona cuenta con una infraestructura vial constituida básicamente por las vías Esmeraldas-Atacames-Súa-La Unión-Muisne; Esmeraldas-Rosa Zárate (Quinindé), las mencionadas vías prácticamente bordean la zona de estudio y constituyen los accesos principales a los sitios de interés. Al interior de la zona de estudio la infraestructura vial es escasa, se cuenta únicamente con caminos de verano y de herradura. Vías de comunicación alternativas en la zona, constituyen los Ríos Cojimíes y Viche los mismos que unen a pequeñas poblaciones localizadas a lo largo de sus respectivos cursos navegables, dichos trayectos son cubiertos sobre pequeñas embarcaciones. El clima en general, es cálido y seco en el norte del litoral, y cálido y húmedo al sur de la costa, variaciones que influyen en el sector del área de estudio. La temperatura promedio es de 23 grados centígrados. La vegetación está condicionada por el clima, la humedad y la altura, en las zonas de bosque primario se torna selvática, por lo tanto, muy exuberante, características que corresponden a la zona del bosque húmedo- tropical Mache – Chindul.

LITOESTRATIGRAFÍA

Formación Piñón (K_{2P}) (Cretácico): Landes en Tschopp (1948). Corresponde a las rocas aflorantes más antiguas presentes en el área de estudio. Ocurren en la parte SE de la hoja, afloramientos tipo se observaron a lo a largo del Estero Colorado Claro (650433/10046753) y en la confluencia de éste con el Río Cube. Comprende básicamente lavas basálticas de grano fino, en el sector se encuentran fuertemente meteorizadas y diaclasadas y se presentan como basaltos en almohadillas (pillow), además presentan mineralización de sulfuros de Fe, son de color negro-verdoso y de grano fino con presencia de vetillas de carbonatos.

Baldock, (1982), describe a esta Formación como lavas basálticas que van de masivas a porfiríticas; algunas con estructuras almohadilladas. En la zona de estudio la Formación Piñón subyace directa y discordantemente a la Formación Ostiones aflorante en el sector. En general, la base de la Formación Piñón no ha sido encontrada y por tanto sigue siendo desconocida, tiene un espesor de al menos 2 km (Henderson, 1979). La Formación no tiene fósiles, la edad es muy discutida (Duque, 2000). Por correlación con la suprayacente Formación Cayo presente hacia el sur de la zona de estudio, generalmente se le asigna una edad Gálica (ej. Feininger, 1980). Dataciones radiométricas de estas rocas son confusas, pero sugieren una edad de 113±10 Ma a 107±15 Ma (Goossens y Rose, 1973; Kennerley, 1980) es decir desde el Aptiano a un Turoniano o Senoniense (Cretácico Inferior a Superior).

Sin embargo, litologías similares a las descritas en el Estero Colorado Claro han sido reportadas al E del río Desgracia en (698300/10056000), donde consisten en mantos de lavas intercalados con rocas sedimentarias bien estratificadas, plegadas y en parte tectonizadas, incluidas en la Unidad Río Desgracia, (MEM/DINAGE-BGS, 2000). En este contexto las rocas aflorantes en el Estero Colorado Claro pueden también correlacionarse con las lavas incluidas en la Unidad Río Desgracia de edad Cretácico Tardío (DINAGE, 2004a).

Formación Ostiones (E_{2O}) (Eoceno): Faucher et al. (1971). Esta Formación se presenta al SE de la zona de estudio con afloramientos de pequeña extensión. Los principales afloramientos de esta formación se localizaron en las cercanías de las confluencias del Río Cube con el Estero Colorado Claro, a lo largo del curso del mencionado estero los afloramientos se presentan en las márgenes tanto izquierda como derecha del mismo, yaciendo discordantemente sobre las lavas basálticas correspondientes a la Formación Piñón.

Afloramientos localizados en el sitio de coordenadas (650520/10047441), presentan calizas masivas de grano grueso, en algunos sectores estas calizas tienen un aspecto brechoso, son de color blanco con espesor aproximado de 10 m La Formación Ostiones fue definida en los alrededores del pueblo de Ostiones, cerca de Punta Ostiones (unos 40 km ENE de Esmeraldas). Se trata de calizas y calizas silicificadas en ciertos lugares existen estratos delgados arcillosos con numerosos foraminíferos del género *Discocyclina*. Toda la serie está localmente plegada y adquiere localmente el aspecto de una brecha (Faucher et al, 1971). La edad de la Formación Ostiones se da en base a una correlación con las calizas de la formación San Eduardo, las mismas que contienen una fauna (*Archeolithotamnium, Discocyclina, Spiroplectoides y otros*), que corresponden al Eoceno Medio (Cushman y Stainforth 1951; Sigal 1968). La potencia aproximada de la Formación es de 100 m.

Unidad Zapallo (E_{2Zo}) (Eoceno): Boland et al (2000). Esta Unidad aflora en la zona centro E de la Hoja. Afloramientos observados en el sitio de coordenadas (667609/10052231), indican la presencia de niveles conglomeráticos, con líticos de limolita, matriz limosa, interestratificada con areniscas de grano grueso, así como también limolitas calcáreas poco consolidadas color gris intercaladas con lutitas gris verdosas masivas y con presencia de microfósiles tanto en las limolitas calcáreas como en las lutitas.

La Unidad Zapallo según Boland et al. (2000) y Bristow y Hoffstetter (1977) es una secuencia marina que aflora hacia el litoral, incluye las formaciones Zapallo y Santiago, que originalmente fueron definidas en la década de los 40 durante la exploración de la cuenca Borbón. Afloramientos de esta Unidad fueron mapeados en los Río Bravo y San Miguel, en las estribaciones occidentales de la Cordillera Occidental. La edad de la secuencia en los afloramientos tipo (Río Zapallo) está bien determinada. Bristow y Hoffstetter (1977) en base a fósiles la consideran del Eoceno Medio-Tardío.

La edad de la Unidad que se presenta más hacia el Sur de los afloramientos tipo no ha sido bien determinada aún, estudios posteriores sugieren otras edades. Tomando en cuenta que la secuencia subyace discordantemente a la Formación Playa Rica de Oligoceno, una edad Post-Eoceno Temprano, pero Pre-Oligoceno sería más probable para la secuencia. (DINAGE, 2004a). La potencia varía de 500 a 1000m en la cuenca de Borbón (Baldock, 1982).

Formación Playa Rica (E_{3PR}) (Eoceno): Olsson (1942). Ocurre en la zona SE de la Hoja. Los afloramientos forman una faja amplia de rumbo S-N. Afloramientos observados en el sitio de coordenadas (649196/10046134), localizados en el tramo de la carretera que conduce al sector Bella Vista, se presentan como una secuencia de estratos calcáreos masivos con intercalación de arenisca de grano medio a grueso, capas de lutitas grises a negras muy compactas y duras, la secuencia presenta una estratificación inclinada con azimut de buzamiento de 285/20. Los afloramientos descritos tienen espesores que sobrepasan los 50m y además presentan cierto grado de tectonismo evidenciado por un diaclasamiento de los estratos y la presencia de planos de falla. Según Bristow y Hoffstetter (1977), la Formación consiste de lutitas grises verdosas o negras, duras, laminadas, con foraminíferos en capas delgadas. Hay intercalaciones de areniscas y arenas con un contenido de *Lepidocyclina*.

La edad de esta Formación se la ha obtenido mediante micropaleontología en base a la fauna fósil (braquiópodos, equinodermos, moluscos, planctónicos) indican que esta formación tiene una edad Oligocénica (inferior y medio) (Sigal, 1968 y Blow, 1969).

El contacto con la infrayacente Formación Zapallo es concordante según Bristow y Hoffstetter (1977), pero en la zona de estudio no se tiene evidencias de dicho contacto, más bien la formación Playa Rica yace discordantemente sobre las Formaciones Ostiones y Piñón presentes en el área investigada. La Formación Playa Rica tiene un espesor máximo de 800m.

Formación Pambil (E_{3Pb}) (Eoceno) Mosquera (1949). Aflora en la zona E de la hoja, afloramientos característicos se observaron en el curso inferior del río Viche y en la zona de confluencia con el río Cube, también aguas abajo en la margen derecha del mismo. Otros afloramientos con las mismas características se observaron en el tramo de la carretera El Mirador y la población de Viche y en la carretera El Mirador -San Pablo de Cube.

Los afloramientos observados se describen como capas de lutitas limosas masivas y compactas de color gris verdoso, las limolitas son calcáreas y con la presencia de abundantes microfósiles, están intercaladas con delgadas capas de areniscas de grano fino y en algunos casos presentan líticos finos de máficos. En las capas superficiales de los limos se puede observar una meteorización que presenta una fractura concoidea. En general la secuencia en los sitios de estudio presenta una estratificación horizontal a subhorizontal. El espesor máximo de la Formación se ha calculado en unos 750m.

La edad de la Formación se ha determinado en base a microfósiles, datada con una edad Oligoceno. Considerando que la Formación Playa Rica contiene una fauna de Crania, Balanus, Albania, junto con Lepidocyclina, Globigerina, Globorotaloides, se asigna una edad de Oligoceno Inferior Medio (Bristow y Hoffstetter, 1977); de acuerdo con esto la Formación Pambil puede variar del Oligoceno Superior a inicio del Mioceno Inferior (Bristow y Hoffstetter, 1977).

La Formación Pambil yace en concordancia sobre la Formación Playa Rica, en la zona de estudio hacia el E de la Hoja yace discordantemente sobre la Unidad Zapallo y es sobreyacido con contacto discordante por la Formación Viche.

Formación Viche (N_{1Vc}) (Neógeno): Stainforth (1948). Ocurre como una franja ancha que localmente cubre la parte central y NE de la Hoja. Afloramientos correspondientes a esta formación, se localizan principalmente a lo largo del curso del río Viche, donde es ampliamente expuesta y en los esteros Atahuales, el Mono, Pambilal en la zona central y sur, además en los esteros Chorrera, Cajón y Bunca en la parte norte de la Hoja.

Los afloramientos comprenden lutitas y limolitas consolidadas muy potentes de color gris oscuro a verdoso, con intercalaciones de areniscas tobáceas de grano medio a grueso, además se tiene la presencia de una fauna abundante especialmente de bivalvos. Algunas de las secuencias localizadas en los márgenes del río Viche (643580/55907) contienen microconglomerados con clastos subredondeados en una matriz arenosa, areniscas de grano fino a grueso, en algunos casos presenta intercalación de lutitas. Presentan estratificación subhorizontal, azimut de buzamiento 20/10.

Afloramientos presentes en otros sectores como aquellos que se localizan en el curso superior del río Dógola (642000/10040950), presentan estratos de areniscas carbonatadas de grano medio a grueso con intercalación de capas limolitas y lutitas gris verdosas con espesores de 10 a 15 cm, contienen gran cantidad de microfósiles. La estratificación presenta un ángulo de inclinación de 10°, mostrando grandes pliegues abiertos.

La Formación Viche yace discordantemente sobe la Formación Pambil, la abundante microfauna permitió determinar su edad y es considerada del Oligoceno superior. (Duque, 2000). La fauna presente indica una edad Mioceno Inferior a Medio, las capas basales pueden ser de los finales del Oligoceno (Bristow y Hoffstetter, 1977 en Baldock, 1982).

Formación Angostura (N_{1An}) (Neógeno): Stainforth (1948). Esta Formación aflora en dos sectores, tanto en la parte SE como en sector NW de la Hoja, en el primer caso se presenta como una franja angosta de dirección E-W, y en el segundo como una franja con dirección hacia el NW.

Afloramientos observados en el sector SE de la Hoja indican la presencia de un conglomerado con matriz arenosa poco consolidado, con clastos redondeados de material volcánico de diámetro aproximado entre 3 a 5 cm.

En afloramientos localizados en el sector El Libertador (662066/10039834) al SE de la Hoja, se observa una secuencia compuesta en su parte inferior por una arenisca basal, de grano medio a grueso con matriz de grano fino y arcilla de color beige interestratificada con un microconglomerado de líticos volcánicos subangulares a subredondeados; en la parte media se distinguen unas limolitas cremas a blancas, masivas finamente estratificadas con una arenisca de grano fino, superficialmente presenta óxidos de hierro y manganeso; en la parte superior se observa un conglomerado con elementos subredondeados a subangulares de volcánicos de composición básica a intermedia, rodados de cuarzo en una matriz areno limosa. Las capas presentan una estratificación inclinada, azimut de buzamiento 135/15.

En los afloramientos localizados en la parte Norte de la Hoja se logró distinguir areniscas de grano muy grueso, subangulares de color gris con algunos líticos volcánicos de composición básica, las capas presentan estratificación inclinada y buzan con un ángulo de 15º hacia NW.

La localidad tipo de la Formación Angostura se sitúa sobre el río Santiago (Prov. de Esmeraldas), en la vecindad de su confluente con el estero Angostura (750654/10096235); corresponde a la cueva de Angostura de Olsson (1942), donde se hicieron buenas recolecciones de moluscos fósiles Olsson (1964).

La Formación es de carácter transgresivo y sublitoral, empieza por un conglomerado basal basto con guijarros de material volcánico, descansa en discordancia sobre las formaciones Viche, Pambil y/o Playa Rica. Está sobrepuesta concordantemente por las limolitas de la formación Onzole. La potencia de esta formación en la localidad tipo según Olsson (1964) es de aproximadamente 150 m.

La edad de la formación según su posición estratigráfica y con referencia a las edades de las Formaciones adyacentes corresponde al Mioceno Medio (Bristow, 1976).

Formación Onzole (N_{1Oz}) (Neógeno): Stainforth (1948). Esta Formación ocupa una gran extensión dentro de la hoja, los afloramientos con mayor extensión se localizan al W, donde una faja de 8 a 15 km. de ancho cubre la zona de S a N, mientras que cuerpos con menor extensión se localizan en la zona SE y NE de la Hoja.

Afloramientos localizados en el área de estudio en la localidad Brazo Largo (663786/10048476), a un costado de la carretera Panamericana en el trayecto Quinindé – Viche, indican la presencia de limos, arcillas con intercalaciones de capas delgadas de arcilla blanca (caolín) y también finas capas de arenisca de grano fino, en general los estratos se presentan poco consolidados y deleznables, además presentan un alto grado de meteorización su color es café claro o habano, la estratificación es horizontal.

En el sector W de la Hoja, la Formación Onzole se localiza en varios lugares, a lo largo los principales ríos de la región tales como el río Salima, Balzar, Sucio, Muisne, Bilsa, entre otros y también a lo largo de los cortes de la carretera en el trayecto Salima – El Salto.

Afloramientos localizados en el curso de río Balzar (624797/10041477), indican la presencia de areniscas de grano fino a medio de color gris claro con abundantes microfósiles, intercaladas con capas de lutitas con espesores aproximados de 30 cm., las mismas que se encuentran muy compactas y duras. En este sector las capas presentan estratificación inclinada, azimut de buzamiento 300/25.

En afloramientos localizados en el corte de la carretera que conduce a la localidad de Daule a ± 100 m., de la margen izquierda del río Daule (613190/10045753), presentan capas de limonitas carbonatadas color gris azulado con abundantes microfósiles, en las capas superficiales se tiene una secuencia de limolitas intercaladas con areniscas de grano fino a medio de color café claro. Los estratos de limolitas presentan meteorización con fracturación de tipo esferoidal, la estratificación es subhorizontal.

En general el espesor de la formación es variable de 0 a 550m. Descansa concordantemente y con contacto transicional sobre la Formación Angostura, en tanto que hay un paso gradual de la Formación Onzole a la Borbón (Canfield, 1966); concordante y transicional en Bahía (Bristow y Hoffstetter, 1977).

La macro fauna presente no ayuda mucho en la determinación exacta de la edad. Bristow y Hoffstetter (1977) piensan que es una unidad diácrona, cuya edad varía según la posición relativa a la playa en la cuenca de sedimentación. Sin embargo, Baldock haciendo referencia a Bristow y Hoffstetter (1977) define a esta Formación con una edad que varía del Mioceno Medio hasta Mioceno Superior con base a la fauna fósil existente.

Formación Borbón (N_{2Bb}) (Neógeno): Stainforth (1948). Aflora al W de la hoja y se presenta como dos cuerpos elongados en dirección SE-NW de acuerdo con las observaciones de campo realizadas en la zona de estudio la Formación Borbón yace concordantemente sobre la Formación Onzole. Ocurre principalmente a lo largo del curso del río Sucio y sus afluentes. Afloramientos localizados en el curso superior del estero León (625822/10059597), se presentan como un conglomerado con clastos subredondeados de aproximadamente 20 cm. de diámetro, los clastos provienen de rocas sedimentarias silicificadas, son de color negro la matriz es arenosa y calcárea de grano fino a medio. Los afloramientos son muy duros y compactos, además se tiene la presencia de microfósiles en la matriz.

En afloramientos localizados más hacia el W de la Hoja, en el tramo de la carretera Daule-Tres Vías-Puerto Nuevo (612205/10052201) se ha identificado una secuencia de limolitas de coloración gris azulado con intercalación de capas de areniscas de grano fino a medio de coloración café, la capa superior de la secuencia presenta un conglomerado con clastos subredondeados de diámetro aproximado 5 a 10 cm, la matriz es arenosa y muy compacta. En el sitio indicado la secuencia presenta una estratificación subhorizontal, azimut de buzamiento 330/5.

En general la Formación Borbón identificada en la zona de estudio, comprende lentes de conglomerados y generalmente un conglomerado basal que descansa en concordancia sobre la Formación Onzole. Tiene la presencia de fósiles en bolsones irregulares, según los moluscos corresponde a una facie marina (Olsson, 1964). Bristow (1976) la considera equivalente a la Formación Progreso en el sur, y piensa que es una unidad diácrona cuya edad varía según la posición relativa a la playa en la cuenca de sedimentación (en Duque, 2000). Se la considera como edad Mioceno Superior hasta Plioceno (Bristow, 1976c).

Depósitos Superficiales Indiferenciados (Q_{T-LH}) (Cuaternario): Se localizan en la zona NE de la Hoja y corresponden a depósitos laharíticos y terrazas aluviales que ocurren como una franja ancha a lo largo de los ríos, Esmeraldas y alguno de sus afluentes. Depósitos de este mismo tipo han sido mapeados en la Hoja Zapallo y constituyen la prolongación de estos depósitos en la Hoja de Viche.

Depósitos Cuaternarios (Q) (Cuaternario): Se presentan en la zona W de la Hoja, a lo largo de la zona costera, conocidos como Arcillas Marinas de Estuario caracterizadas por arcillas plásticas de color amarillento que en el área investigada sobreyacen a las lutitas y limolitas de la Formación Onzole. También se presentan como terrazas aluviales a lo largo de los márgenes de los grandes ríos como Bilsa, Muisne, y también a lo largo de los esteros Barro, Tortuga, Firme entre otros. Afloramientos localizados en el sector de Pedro Carbo a lo largo del curso del estero del mismo nombre indican la presencia de arcillas color amarillento, las mismas que se presentan muy meteorizadas y fracturadas.

TECTÓNICA

La definición de algunos de los rasgos estructurales presentes en la zona de estudio, se obtuvieron mediante el análisis de una imagen satelital (Landsat). Del mencionado análisis se lograron identificar ciertos lineamientos los mismos que sugieren la presencia de fallas, en los sitios y direcciones representadas en el mapa, algunas de estas estructuras de carácter regional, coinciden con rasgos tectónicos interpretados mediante imágenes de RADAR en la región costera noroccidental, interpretaciones realizadas por A. Winckell (Los Paisajes Naturales del Ecuador, 1997).

En el presente trabajo se incorpora además la información tectónica compilada en el Mapa de Pliegues y Fallas Cuaternarias del Ecuador y Regiones Oceánicas Adyacentes, escala 1:1250000, (A. Egüez et al, 2003).

Las estructuras que se indican en el mencionado mapa y que caen dentro de la zona de estudio se localizan en la zona Central y Este de la Hoja, dichas estructuras corresponden a fallas inferidas normales (zona central) y fallas inferidas inversas las localizadas en el sector SE y NE de la Hoja. Las direcciones preferenciales de estas estructuras son SW-NE con segmentos asociados que en algunos casos tienen dirección S-N y en otros W-E.

Fallas de tipo local fueron identificadas en diferentes lugares de la zona de estudio, dichas estructuras son de tipo normal algunas coincidentes con las estructuras regionales identificadas en las imágenes satelitales.

En general, las estructuras en la zona de estudio, parecen estar siendo controladas por un sistema de fallas con dirección NE-SW, y que coinciden con la dirección general de los Andes ecuatorianos y colombianos, bien visibles entre Bahía de Caráquez y la frontera colombiana, forman uno de los elementos de la estructuración de la Costa, y que parecen haber desempeñado un papel importante en la evolución de la Cuenca Terciaria de Borbón. Según M. C. Daly (1989), estas fallas se habrían formado durante un período de extensión oligocénica (fallas normales), contemporáneo de una convergencia lenta. Luego, en el Mioceno Superior y probablemente hasta el actual, durante un período de tectónica compresiva y de convergencia rápida de las placas.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

La costa ecuatoriana constituida por un basamento de rocas magmáticas de origen oceánico, acrecionadas al continente sudamericano a finales del Cretácico (aproximadamente 80 Ma). Están recubiertas por terrenos sedimentarios esencialmente marinos de edad terciaria o cuaternaria, testigos de cuencas de plataforma establecidas en la corteza oceánica luego de su acreción al continente**.**

La actividad volcánica submarina en agua profunda durante el Cretáceo produjo un conjunto de rocas dominantes, es una asociación de ofiolitas completamente deformadas (Formación Piñón – Ecuador), con rocas ultrabásicas, gabros, diabasas, basaltos y cherts de radiolarios.

Secuencias similares en otros márgenes continentales han sido interpretados como sección de corteza oceánica, emplazadas tectónicamente (e.g. Bailey et al, 1970).

En el Cenozoico, todos los elementos que constituyen actualmente el margen activo ecuatoriano ya están en su lugar; la geodinámica cenozoica será guiada por el funcionamiento de este margen activo (subducción de la placa oceánica bajo el conjunto continental recientemente constituido) que pone bajo presión los elementos del rompecabezas formado por el bloque oceánico occidental y por el continental. El bloque oceánico costanero tiende a desplazarse hacia el norte, dejando detrás de él una depresión -el Golfo de Guayaquil- en donde se van acumulando miles de metros de sedimentos marinos cenozoicos (Alain Winckell et al., 1992).

Se considera que la región noroccidental del Ecuador ha sido escenario de una potente sedimentación terciaria, con marcados fenómenos de subsidencia. Al parecer, el mar del Paleoceno y del Eoceno no penetró en la región occidental como se ha creído (ningún sedimento de estas edades se conoce in situ), a lo más algunos de procedencia desconocida, han sido removidos del llamado complejo Olistostrómico de Santa Elena, cuya edad de emplazamiento corresponde al Eoceno Superior. La invasión Marina, todavía discreta, empezó en el Eoceno Medio y Superior. Pero la trasgresión principal ocurrió a fines del Oligoceno y principios del Mioceno, provocando el relleno de las fosas de subsidencia, que en el área de estudio corresponden a las cuencas Borbón, Esmeraldas y Manabí, que dan lugar a la depositación de las Formaciones Viche, Onzole y Borbón, además de aquellas que se prolongan más hacia el S como son las de Daule y Progreso. Esta serie de cuencas, a las que se deben añadirse otras áreas de sedimentación más extensas, pertenecen al geosinclinal de Bolívar, así llamado por Olsson, y que se prolonga por el N hasta el golfo de Uraba (Colombia). Los depósitos han sido datados en base de micro y macro – paleontología. El Plioceno ha sido marcado por incursiones marinas locales cuyos depósitos no presentan deformaciones notables. Durante el Cuaternario, movimientos epirogénicos provocaron la emersión de terrazas escalonadas (Tablazos), en la saliente Santa Elena-Manta, mientras que más al N ocurrían notables hundimientos y que el S estaba afectado por oscilaciones evidentes. En el mismo periodo, importantes aluviones han sido depositados por los ríos, culminando la secuencia en el Cuaternario con abanicos aluviales y depósitos de estuario (Bristow y Hoffstetter, 1977).

RECURSOS MINERALES

En la Hoja Viche, no se detectaron indicios de mineralización metálica, por lo tanto, la actividad minera en este campo está ausente. En cambio, en el campo de minerales no metálicos se abre la posibilidad para el aprovechamiento calizas, siendo este el principal recurso identificado en la zona de estudio y que corresponde a los afloramientos de la Formación Ostiones, localizados a lo largo del estero Colorado Claro (650520/10047441). En el mismo sector existe la presencia de rocas volcánicas que corresponden a lavas basálticas de la Formación Piñón, y por las características que éstas presentan en cuanto a dureza y textura podrían ser utilizadas como materiales de construcción y como lastre para el afirmado de las carreteras del sector.

Otras fuentes para la obtención de materiales de construcción constituyen los afloramientos de conglomerados que corresponden a la Formación Borbón los mismos que se localizan en varios sectores a lo largo del tramo de la carretera Puerto Nuevo- El Salto, en algunos de los casos los estratos conglomeráticos sobrepasan los 12 m de espesor.

REFERENCIAS

BALDOCK, J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1.000.000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito.

BRISTOW y HOFFSTETTER, (1977) Amérique Latine. Léxico Estratigráfico Del Ecuador. Unión Internationale Des Sciences Géologiques, 2da edición.

CODIGEM, BGS & CONSULTORES INDEPENDIENTES (1997) Mapa Geológico de La Cordillera Occidental Del Ecuador Entre 0°-1° N. Escala 1:200000.

CODIGEM-BGS (1993) Mapa Geológico de La Republica Del Ecuador. Escala 1: 1000000.

DINAGE (2004a) Hoja Geológica de Zapallo Escala 1:100000. Dirección Nacional de Geología-Ministerio de Energía y Minas, Quito.

DINAGE (2004b) Hoja Geológica de San José de Chamanga Escala 1:100000. Dirección Nacional de Geología- Ministerio de Energía y Minas, Quito.

DUQUE, P. (2000) Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador. Impresora Flores, Quito.

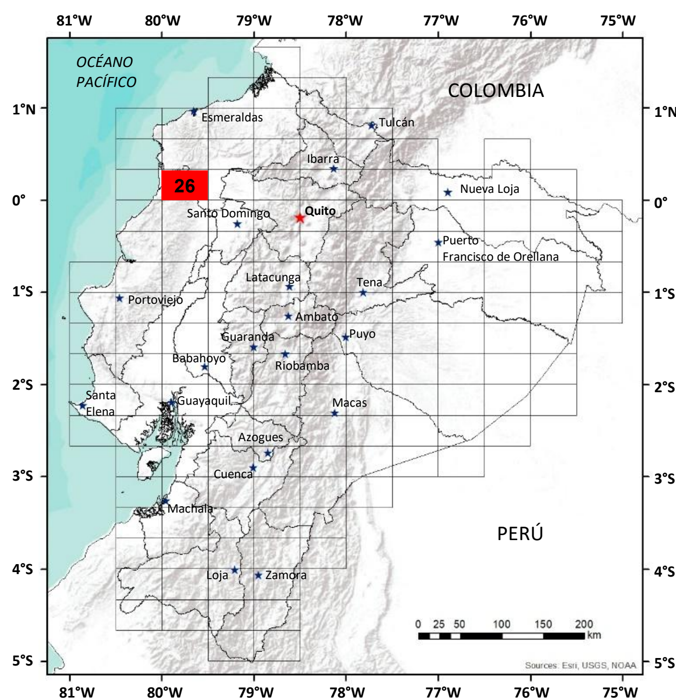
EGÜEZ, A. et al. (2003) Database and Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions.

LONSDALE, P. (1978) Sistema de Subducción Ecuatoriano.

ORSTOM, IGM. (1997) Winckell A, Zebrowski C, Sourdat M. Las Regiones y Paisajes del Ecuador. IPGH, Quito-Ecuador.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERIA MISIÓN DEL INSTITUTO FRANCÉS DEL PETRÓLEO, (1970) Estudio General de la Cuenca de Esmeraldas.

UNIVERSIDAD CENTRAL DEL ECUADOR (2004) Tesis de Grado "Levantamiento Geológico Escala 1:100000 En Base a las Hojas Topográficas de: Viche, el Mirador, Puerto Nuevo, El Mamey, Muisne, Cojimíes Escala 1:50000"



HOJA GEOLÓGICA-26
SAN JOSÉ DE CHAMANGA (2004)

INTRODUCCIÓN

El levantamiento de la Hoja geológica No. 26, San José de Chamanga, cubre 4 hojas topográficas 1:50000 (San José de Chamanga, San Roque de Arenanga, Chebe y La Esmeralda).

Esta Hoja geológica, se encuentra localizada al Nor-Oeste del país y abarca partes de la zona norte de la provincia de Manabí y sur de la provincia de Esmeraldas y un sector no definido entre las Provincias de Pichincha y Esmeraldas. La topografía varía desde los 100 m.s.n.m. al Este de la Hoja, hasta los 20 m.s.n.m. al Oeste de la misma, existiendo una zona alta localizada en la parte central de la hoja que sobrepasa los 700 m.s.n.m.

El río Quinindé y sus tributarios ubicados en la parte oriental de la Hoja, drenan las aguas del área hacia el río Esmeraldas y los ríos Cojimíes, Cuasa, Chebe y diferentes esteros drenan la parte occidental de la Hoja al Estuario de Cojimíes, en ambos casos las aguas son desembocadas en el Océano Pacífico.

Dentro del área de estudio, la carretera más importante es la Pedernales - Muisne, que atraviesa la Hoja de Sur a Norte en el lado occidental. Otra carretera que sirve para el ingreso al área es la Santo Domingo - Quinindé, se extiende paralela al lado Oriental de la Hoja. Existen adicionalmente numerosos caminos de verano para el acceso al resto de la Hoja, además de ríos navegables en embarcaciones pequeñas y senderos a diferentes fincas.

El clima es seco tropical con frecuentes y fuertes precipitaciones en invierno. La vegetación está condicionada por el clima, la humedad y la altura; en las quebradas la vegetación se torna selvática y por lo tanto muy exuberante, correspondiendo estas características principalmente a la zona del bosque húmedo-tropical Mache-Chindul.

LITOESTRATIGRAFÍA

Formación Piñón (K_{2P}) (Cretácico): (Landes en Tschopp, 1948). Corresponde a las rocas aflorantes más antiguas presentes en el área de estudio. Ocurre en la parte SW de la Hoja en la carretera Pedernales - Nalpe -Río Cuaque (6165/042) y en el camino Nalpe - San Luis (6175/084 y 7177/084). Ocupa el 2.6 % de la superficie mapeada.

Comprende principalmente rocas ígneas básicas: diabasa, basalto equigranular de grano fino. Se presentan también como basaltos columnares y en almohadillas (pillow), son de color negro-verdoso y de grano fino. Microscópicamente corresponde a un basalto feldespático, estas rocas están constituidas especialmente por granos de plagioclasa, bytownita (70% - 75%) y fenocristales como componentes de la matriz, seguidas de granos de piroxeno (15% - 20%), minerales característicos de alta temperatura, además se presenta un 5% de pequeñas manchas y vetillas de carbonatos, contados granos de olivino y minerales opacos (con cristalización cúbica y amorfos).

Los cristales de plagioclasa se presentan frescos y sin muestras de alteración. Baldock, (1982), describe a esta Formación como lavas basálticas que van de masivas a porfiríticas; algunas con estructuras almohadilladas. Subyace a las Formaciones Cayo, Zapallo y Miembro Dos Bocas; en el primer caso, a través de un contacto variable que va de gradual a discordante angular (Henderson, 1979); y en el segundo y tercer casos, con contacto discordante. En general, la base de la Formación Piñón no ha sido encontrada y por tanto sigue siendo desconocida, tiene un espesor de al menos 2 km (Henderson, 1979). La Formación no tiene fósiles, la edad es muy discutida (Duque, 2000), por correlación con la suprayacente Formación Cayo generalmente se le asigna una edad Gálica (ej. Feininger, 1980).

Formación Cayo (K_{2Y}) (Cretácico): Olsson (1942). Esta Formación ocurre en un mínimo porcentaje en el extremo SW de la Hoja, no existen grandes afloramientos, confirmando su presencia únicamente en el sitio de coordenadas 6131/047 donde predominan rocas conglomeráticas con clastos grandes angulosos y subredondeados de composición silícea, de diámetro aproximado entre 5 y 20 mm, en una matriz arenosa gruesa y de color café claro tipo grauwacas.

Microscópicamente, presentan las mismas características, esto es, minerales de diferente composición especialmente granos de sílice y feldespato subredondeados y subangulosos en sectores dentro de una matriz calcárea y en otros dentro de una matriz arcillosa. La base de la Formación está compuesta por brecha volcánica de composición intermedia a básica y toda la parte inferior está dominada por arenisca verde tobácea y Wacke. Según Feininger (1980) y Baldock (1982) hacia arriba la sección se presenta menos volcánica y en el tope de la Formación las rocas dominantes son argilitas y pedernal. Subyace al material terciario que rellena la cuenca de Manabí, descansando con una aparente discordancia sobre la formación Piñón (Duque, 2000). La fauna señala una edad que varía del Senoniano al Maestrichtiano (Baldock, 1982), pero puede variar hasta el Daniense en el Paleoceno (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Formación Zapallo (E_{2Zp}) (Eoceno): Esta Formación aflora en la zona SW de la Hoja, ocupando un 2% de la superficie mapeada y bordeando a las rocas de la Formación Piñón. Se caracteriza por la presencia de lutitas duras con foraminíferos, de color gris oscuro a pardo, con tobas y arcillas silíceas en la parte inferior y limolitas en la parte superior. Al microscopio se observan esqueletos de fósiles calcáreos, vetillas de carbonatos y granos de plagioclasa rodeados de carbonatos dentro de una matriz arcillosa calcárea totalmente fina y muy compacta, afloramientos de este tipo de rocas se localizan en el punto de coordenadas (6207/101), presenta una estratificación subhorizontal, y están muy fracturadas. La Formación Zapallo yace en discordancia sobre la formación Piñón y subyace al Miembro Dos Bocas. En base a la fauna presente, autores como Thalmann (1946); Stainforth (1948); Cushman y Stainforth (1951); Canfield (1966) colocan a la Formación Zapallo en el Eoceno Superior. Sigal (1969) la colocó en el Eoceno Medio, parte superior y Eoceno Superior, parte inferior, (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Formación Playa Rica (E_{3PR}) (Eoceno): Olsson (1942). Ocurre en la zona central-norte de la Hoja, ocupa un 8% de la misma. Los afloramientos forman una faja amplia de aproximadamente una decena de kilómetros de ancho de rumbo SW-NE, mantiene parámetros de orientación y buzamiento algo variables 110/12 (6529/319) y 120/30 (6431/214). En los afloramientos observados a lo largo del Río Dógola (6431/214), se presentan como una arenisca de grano fino a medio, muy compacta, con intercalaciones de lutitas, con una coloración gris oscura. Según Bristow y Hoffstetter, 1977, la Formación consiste de lutitas grises verdosas a negras, duras, laminadas, con foraminíferos en capas delgadas. Hay intercalaciones de areniscas y arenas con un contenido de Lepidocyclina.

Al microscopio, la roca corresponde a una arenisca de grano fino, se presenta con un alto contenido de plagioclasa y algo de cuarzo, en ambos casos los granos son subangulares poco o nada redondeados inmersos en una matriz muy fina, características que denotan una limitada diferencia de las Formaciones aledañas (Viche y Onzole) toda vez que la posible fuente de estas Formaciones sedimentarias son productos volcánicos depositados en plataformas inestables. El espesor de la Formación Playa Rica, es considerado que sobrepasa los 300 m. con un máximo de 800 m, descansa concordante sobre la formación Zapallo (Bristow y Hoffstetter, 1977). En el campo la litología de estas dos formaciones es muy parecida y se las diferencian solamente con la ayuda de la fauna (Canfield, 1966). Gubler y Ortynski (1966) pensaron que la Formación Playa Rica es una facies de la Formación Viche. La fauna fósil (braquiópodos, equinodermos, moluscos, planctónicos) indican que esta formación tiene una edad Oligocénica (Inferior y Medio) (Sigal, 1968 y Blow, 1969).

Miembro Dos Bocas (N_{1SP2}): (Neógeno): Thalmann (1946). El sentido de Miembro fue adoptado por Bristow (1975), aflora en el SW de la hoja, comprende aproximadamente el 2 % de la superficie mapeada, los afloramientos se han observado en el corte de la carretera El Carmen-Pedernales y en el Puente sobre el Río Coaque (6242/026) es característica la presencia de lutitas color chocolate, localmente con otras litologías, limolitas, areniscas tobáceas, bentonita. Se presentan laminadas o bloqueadas y constituyen el miembro medio de la Formación Tosagua, incluyen concreciones calcáreas y en la base limolitas. Al microscopio se observan granos de cuarzo y plagioclasa en una matriz posiblemente arcillosa que sugiere un flujo, además de granos de minerales opacos. El espesor es variable de 0 hasta aprox. 1000m en la Cuenca de Manabí. Descansa sobre el Miembro Zapotal y es sobrepuesto por el Miembro Villingota (Duque, 2000). Basada en la fauna se ha inferido una edad del Mioceno Temprano (Bristow y Hoffstetter, 1977). Baldock (1982) correlaciona en parte con la Formación Tosagua, ya que también parece ser del Mioceno Medio.

Formación Viche (N_{1Vc}) (Neógeno): Stainforth (1948). Formando una gran ventana geológica, ocurre en la parte central y norte de la Hoja, corresponde aproximadamente al 17% del total de la superficie mapeada. Sus principales afloramientos se observan a lo largo de los cursos de los Ríos Tabiaza (6317/189), y Bordones (6352/205), los mismos que están atravesando a la Formación en dirección NE-SW; en el Río Cuasa (6297/235), que surca a la Formación en dirección SE-NW y al N de la Hoja en el Río Tigua y Estero Agua Clara, el mismo que corta la Formación de E a W. Las rocas en estos afloramientos se presentan como microconglomerados con clastos subredondeados en una matriz arenosa, areniscas de grano fino a grueso y a veces ocurren con intercalación de lutitas, su coloración es gris oscuro a café claro.

Su estratificación en general es subhorizontal, comprendida entre los 5° y 8° encontrándose en el S afloramientos con ángulos de buzamiento más inclinados dirigidos al N. Los conglomerados y areniscas comúnmente son mal clasificados, argiláceos y localmente calcáreos. Contienen gran cantidad de material ígneo, otra característica de importancia es la presencia de fauna abundante, especialmente de bivalvos. Al microscopio, las rocas indican la presencia de un mayor porcentaje de granos de cuarzo, seguido de plagioclasa (bytownita); los granos son subangulosos en una matriz de igual composición y superpuestas por manchas de carbonatos.

De acuerdo con Duque (2000), las lutitas son muy parecidas a las de la Formación suprayacente Onzole. Los foraminíferos bentónicos son los mismos que ocurren en la Formación Tosagua y parece que la edad de las dos Formaciones es casi la misma. La Formación Viche es considerada del Oligoceno Superior. Según Baldock (1982), al N de Jama, la Formación Viche, es el equivalente lateral de la Tosagua y consiste de conglomerados basales, areniscas y lutitas, sobreyacida por una gran secuencia de lutitas limosas de color café, localmente tobáceas y calcáreas. La fauna indica una edad Mioceno Inferior a Medio, las capas basales pueden ser de los finales del Oligoceno (Bristow y Hoffstetter, 1977 en Baldock, 1982).

Formación Onzole (N_{1Oz}): (Neógeno): Stainforth (1948). Ocupa el 53% de la superficie investigada. Esta Formación es la que con mayor facilidad se la encuentra y se la define por la cantidad de afloramientos accesibles. Consiste predominantemente de (limolitas amarillas-café, cuando están meteorizadas y azules cuando están húmedas) lutitas limosas y limolitas intercaladas con areniscas de grano fino de color crema a gris claro y conglomerados con componentes líticos subangulares de composición silícea de 1 a 30 mm de diámetro. En las capas de areniscas es común encontrar concreciones de areniscas en partes calcáreas muy duras de 30-70 cm de diámetro (Matamba y Playa del Muerto). En sectores aflorantes de la carretera Pedernales - San José de Chamanga, esta Formación se presenta como limolitas de color grisáceo y es rica en moluscos de 2-3 cm. Microscópicamente, la mayor concentración de minerales (± 90 %) corresponde a granos subangulares de plagioclasa, maclados multilaminares y otros con extinción zonal, la composición es probablemente básica tipo bytownita, acompañados de algo de cuarzo, micas y hasta anfíboles en una matriz arcillosa. En general, el espesor es variable de 0 a 550m (Duque, 2000). Descansa concordantemente sobre las lutitas del Miembro Dos Bocas al Sur y sobre las limolitas y areniscas de la Formación Viche al Norte. Adicionalmente se mantiene en contacto tectónico con la Formación Playa Rica, en tanto que hacia arriba hay un paso gradual de la formación Onzole a la Borbón (Canfield, 1966); concordante y transicional en Bahía (Bristow y Hoffstetter, 1977). Según Duque (2000), la macrofauna presente no ayuda en la determinación de la edad Bristow y Hoffstetter (1977), piensan que es una unidad diácrona cuya edad varía según la posición relativa a la playa en la cuenca de sedimentación. Sin embargo, Baldock haciendo referencia a Bristow y Hoffstetter (1977) define a esta Formación con una edad que varía del Mioceno Medio hasta Mioceno Superior en base a la fauna fósil existente.

Formación Borbón (N_{2Bb}): Stainforth (1948). Aflora al Este de la Hoja y ocupa un 12 de la superficie investigada. Ocurre principalmente a lo largo del curso del Río Mache (6666/162), los afloramientos se presentan como areniscas tobáceas de color gris verdoso de grano medio a grueso, se observan cristales de cuarzo de diámetro aproximado a 2 mm. Microscópicamente, se caracteriza por la predominancia de granos de cuarzo seguidos de plagioclasa subredondeados acompañados con granos alargados de biotita en una matriz finogranular de cuarzo, feldespato, biotita y algo arcillosa.

La base de esta Formación consiste en un conglomerado que descansa discordantemente sobre la Formación Onzole, sigue luego una arenisca de color gris azulado de grano medio a grueso en bancos compactos con fósiles en bolsones irregulares. Según los moluscos encontrados corresponde a una facies marina (Olsson, 1964). Bristow (1976) la considera equivalente a la Formación Progreso en el Sur y piensa que es una unidad diácrona cuya edad varía según la posición relativa a la playa en la cuenca de sedimentación (Duque, 2000). Se la considera de edad Mioceno Superior hasta Plioceno (Bristow, 1976).

Depósitos Cuaternarios (Q) (Cuaternario): Afloran al Noroeste de la Hoja, son conocidos como Arcillas Marinas de Estuario (Q) caracterizadas por arcillas plásticas de color amarillento que sobreyacen principalmente a las lutitas y limolitas de la formación Onzole. También se presentan como Terrazas Aluviales (Q) en los valles de los grandes ríos como el Quinindé (sector Playa del Muerto y Boca de Arenanga, 6604/161). A este río confluyen otros que arrastran material de origen volcánico. Debido a que en la Hoja de estudio se localizan en su mayoría rocas de carácter sedimentario y los ríos se encuentran casi nivelados, estos ríos grandes forman meandros y playas propicias para la acumulación de material transportado, pero que realmente cubren superficies pequeñas. Las terrazas están compuestas de material grueso de origen volcánico y sedimentario, cementados por arena de diferente granulometría, consideradas como material aluvial antiguo.

Depósitos coluviales y derrumbes (Cuaternario): Son reducidos, se encuentran principalmente en las márgenes de los ríos y quebradas, sin embargo, estos son muy pequeños que en la escala de mapeo no constituyen motivos a ser representados, el material difiere de acuerdo con las formaciones que las recubre que en su mayoría están formados por materiales deleznables fáciles de ser transportados por las aguas.

TECTÓNICA

El estudio de la imagen satelital y en ciertos casos el cambio brusco de litologías definidas en el campo sugiere la presencia de fallas en los sitios y direcciones representadas en esta Hoja y que coinciden con aquellas enunciadas por Baldock en 1982, esto es la Falla Jama-Quinindé con dirección NE y otras pequeñas estructuras perpendiculares, localizadas en la parte central-norte de la Hoja. Desde el punto de vista regional, las direcciones principales de las estructuras son NE-SW a NNE-SSW. Estas fallas han sido interpretadas en casos como contactos entre varias unidades litoestratigráficas. Fallas de tipo local se identifican en el sector del Estero Chindul (6282/237), se presenta como una falla normal de azimut y buzamiento 132/61, esta estructura en superficie está afectando a rocas sedimentarias correspondientes a la Formación Viche.

Otra estructura de tipo local, se encuentra a lo largo del Río Cuaque, algunas evidencias de esta estructura se observaron cerca de la confluencia del Estero Pueblito con el Río Cuaque, (cambio brusco del curso del Río Cuaque 6268/044), tiene una dirección NE-SW, parece formar parte de una estructura de tipo regional, la misma que en el sector SW de la Hoja pone en contacto fallado al Miembro Dos Bocas con la formación Onzole. "Según M.C. Daly (1989), estas fallas se habrían formado durante un período de extensión oligocénica (fallas normales), contemporáneo de una convergencia lenta. Luego, en el Mioceno Superior y probablemente hasta el actual, durante un período de tectónica compresiva y de convergencia rápida de las placas, estas fallas habrían vuelto a actuar como fallas inversas (¿y destrales?)".

GEOLOGÍA HISTÓRICA

La actividad volcánica submarina en agua profunda durante el Cretáceo produjo un conjunto de rocas dominantes, es una asociación de ofiolitas completamente deformadas, con rocas ultrabásicas, gabros, diabasas, basaltos y cherts de radiolarios conocidas como la Formación Piñón en el Ecuador. Secuencias similares en otros márgenes continentales han sido interpretadas como sección de corteza oceánica, emplazadas tectónicamente (e.g. Bailey et al., 1970).

Las edades radiogénicas de los pillow basaltos en el suroeste del Ecuador, varían entre 110 y 54 Ma (Goosens y Rose, 1973); edades más jóvenes corresponden a diques y flujos interestratificados en las sobreyacentes argilitas silíceas pelágicas y hemipelágicas de la Formación Cayo y marcan episodios de volcanismo oceánico alejado de la dorsal. Rocas alóctonas del Cretáceo al Eoceno (Complejo Olistostrómico Santa Elena) fueron depositadas caóticamente en la cuenca profunda Progreso, mientras que una depositación normal continuó hacia el N en la cuenca más superficial de Manabí, y en la cuenca Borbón, dando lugar a las rocas que constituyen la Formación Zapallo. Los movimientos del Oligoceno Medio a Tardío permitieron la acumulación de un conglomerado grueso, con cantos volcánicos cretácicos, lutitas y areniscas grises a negras, que se definen en la Formación Playa Rica. El volcanismo en la cordillera reinició durante el Oligoceno y continuó en el Mioceno produciéndose una sedimentación desde el Oligoceno Superior, todo el Mioceno y hasta el Plioceno en las cuencas marinas parcialmente separadas y controladas por fallas dentro de las cuencas de Antearco de la Costa (Progreso, Manabí y Borbón), dando lugar a la depositación del Miembro Dos Bocas y las Formaciones Viche, Onzole y Borbón.

En la cuenca de la Costa, dividida en las subcuencas de Progreso, Manabí y Borbón, se produce una sedimentación marina litoral. En el Plio-Cuaternario, en la parte sur central se depositaron en ambiente de estuario las Formaciones Puná, Balzar y Tablazo culminando la secuencia en el Cuaternario con abanicos aluviales y depósitos de estuario.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En general, en toda la superficie dela Hoja San José de Chamanga, indicios de mineralización metálica no fueron encontrados dentro de las formaciones definidas en esta hoja, por lo que a primera vista no se presentan posibilidades de extracción de minerales metálicos, sin embargo, no se debe descartar la probabilidad de aprovechamiento de arcillas, areniscas, calizas y pedernales como minerales industriales ya que existen volúmenes significativos de reservas en esta Hoja y sus posibilidades de utilización aún no han sido estudiadas. Las condiciones actuales de acceso y transporte no son atractivas para la inversión y aprovechamiento de los mismos. La única zona de aprovechamiento de minerales se determinó en el sitio denominado Playa del Muerto donde se encuentran terrazas de grava que se utilizan como materiales de construcción y lastre para el afirmado de las carreteras del sector.

REFERENCIAS

BALDOCK, J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la explicación del mapa geológico (1:1.000.000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito, 54 pp.

BRISTOW y HOFFSTETTER (1977) Amérique latine. Léxico Estratigráfico del Ecuador. Union Internationale Des Sciences Géologiques, 2da edición.

CODIGEM-BGS y CONSULTORES INDEPENDIENTES (1997) Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°-1° N. Escala 1:200000.

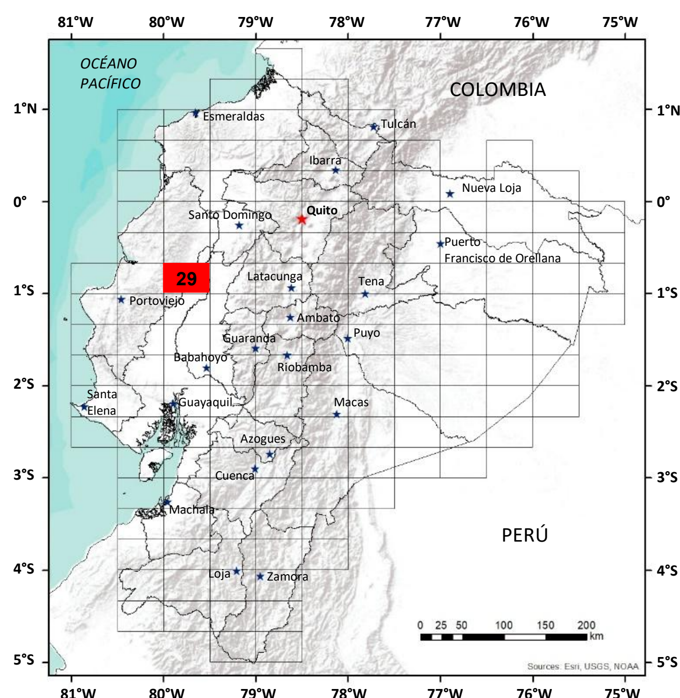
CODIGEM-BGS (1993) mapa geológico de 1a República del ecuador. Escala1:1000000.

DUQUE P. (2000) Breve léxico estratigráfico del ecuador. Impresora Flores.

LONSDALE P. (1978). Sistema de subducción ecuatoriano.

ORSTOM, IGM. (1997) Los paisajes naturales del ecuador (las regiones y Paisajes del ecuador) Winckell A, Zebrowski C, Sourdat M., IPGH, Quito-Ecuador. TOMO IV- VOLUMEN 2.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA MISIÓN DEL INSTITUTO FRANCES DEL PETRÓLEO (1970) Estudio General de la Cuenca de Esmeraldas.



HOJA GEOLÓGICA-29
GUAYAS (1979)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Guayas se halla dividida en dos cuencas a partir de la Cordillera de Balzar, hacia el Oeste formando la Cuenca de Manabí y al Este formando la Cuenca del Guayas. Morfológicamente la zona se encuentra controlada por su litología, sin ser influenciada por el tectonismo que no afectó el área. Se distinguen tres unidades geomorfológicas: Zona de montaña (Formación Borbón), zona de Colinas (Formación Balzar) y zona plana (terrazas y aluviones cuaternarios). El área se halla cubierta por vegetación abundante, representada en su mayor parte por gramalote, arbustos y en menor escala por cultivos de café, cacao y plátano. El acceso es difícil, por la ausencia de carreteras, siendo ayudado en partes por ríos navegables (Daule y Peripa).

GEOLOGÍA

En el área de estudio afloran cuatro formaciones que van del Mioceno medio al Cuaternario, depositadas sobre un basamento de rocas ígneas oceánicas que no afloran.

Grupo Daule (Mioceno-Plioceno): Los trabajos de campo han demostrado que los tres miembros en que divide Marks al Grupo Daule son las Formaciones Angostura, Onzole y Borbón. En esta Hoja no afloran las rocas de la Formación Angostura.

Formación Onzole (M_{3-4}) (Mioceno Medio a Superior): El primer autor fue Williams (1947) en informes no publicados, pero la primera publicación la hizo Stainforth (1948). El lugar típico se encuentra en el Río Onzole, Provincia de Esmeraldas. Marks (1951) consideró a la Formación como “Miembro Blue Siltstone” (Limolitas azules). Más tarde la denominó Formación Charapotó (véase mapa geológico 1:1000000 del Ecuador 1969). En realidad, la Formación Charapotó no constituye una sola unidad, sino que comprende el miembro superior (Villingota) de la Formación Tosagua y además toda la Formación Onzole (Bristow, 1975). Se encuentra representada por arcillas y limos laminados de color gris-azul en afloramientos frescos; cuando se meteoriza toma un color café. En la parte superior se vuelve arenosa. El contacto con la Formación Tosagua en la zona de Portoviejo es transicional. Según Marks (1951) la edad, basada en moluscos, es miocénica media. Los estudios micropaleontológicos realizados por el British Museum (Natural History), Londres, en las zonas vecinas establecen que la edad de la Formación corresponde al Mioceno medio hasta el Mioceno Superior (Zonas N9 hasta N15 o N18, Blow y Banner, 1996).

Formación Borbón (M4Pl) (Mioceno Superior a Plioceno): Olsson (1942) describe en el curso inferior de Río Santiago (Provincia de Esmeraldas) un corte de areniscas macizas de color azulado con algunos moluscos. Smith (1946) dio más tarde a estas mismas capas el nombre de Formación Borbón. Se presentan como areniscas de grano medio a grueso, en bancos métricos de color habano, intercalado con algunos niveles calcáreos que contienen abundantes macrofósiles en la Hoja de El Empalme ((30); 183-818); en esta Hoja el contacto con la Formación Onzole es transicional sobre unos metros, pero está representado en el campo por un cambio abrupto en la inclinación de las faldas entre las areniscas de la Formación Borbón y limolitas de la Formación Onzole, rasgo que se observa bien claro en las fotografías aéreas. El espesor máximo estimativo es 280m. Se considera que la Formación es de edad miocénica superior hasta pliocénica.

Formación Balzar (Pl_B) (Plioceno): Definida en la Hoja de El Empalme (30) al Sur, por primera vez, el lugar típico se encuentra en el corte dejado por el Río Daule entre Balzar (Hoja de Vinces (31)) y Pichincha (Hoja de El Empalme (30)), donde se presenta en bancos de conglomerados, capas de areniscas de grano fino a medio, arcillas laminadas de color café, con moluscos, restos de plantas silicificadas y mantos de arena y toba. El contacto con la Formación Borbón es interdigitado dando esta evidencia las areniscas de grano medio a grueso que se encuentran en la Formación Borbón (3km al Norte de El Desvío) como la Formación Balzar (Pichincha (320-842)). El contacto con la Formación Onzole es discordante, con los sedimentos que forman las extensas terrazas pleistocénicas es normal. Tiene un espesor de 314m en el Pozo Solano 1. La presencia de *Olivella sp., Terebra (Strioterebrum) sp., Pyramidella (? Longchacus) sp., y Harvella elegans* (Sow) en la Hoja de Vinces (141-486) con *Northia* cf. *ecuadoriana* (Olsson), *?Cardium* sp*., y Harvella elegans* (Sow) en Pichincha (318-841) sugiere una edad pliocénica para la Formación Balzar. La fauna es marina.

Formación Baba (Pl-P_B) (Plio-Pleistoceno): Definida en la Hoja de Las Delicias (46) por primera vez, el lugar típico se encuentra en el corte dejado por el Río Baba, donde se presenta constituida de aglomerados volcánicos (lahares), conglomerados, toba conglomerática y ceniza. El contacto con la Formación Balzar es discordante y normal con los sedimentos de las terrazas pleistocénicas. El espesor no ha sido medido, pero se calcula en afloramientos no menos de 100m.

Terrazas (I) (Pleistoceno): Están formadas por bancos constituidos por arcillas y arenas provenientes de la erosión de la Cordillera de los Andes, acarreadas por aguas torrenciales y fluviales. Son sedimentos que ahora integran la base de la mayor parte de los terrenos fértiles de la planicie litoral. El espesor es desconocido; pero, en los Pozos Daule 1 y 2 al Sur, posiblemente pasa de los mil metros.

Depósitos aluviales (Holoceno): Formado por depósitos de arenas, arcillas y limos. La potencia se estima en 50m.

ESTRUCTURA

La fosa rellenada con sedimentos terciarios y cuaternarios sobre el basamento se formó como consecuencia de la Orogénesis Laramídica. El levantamiento de la Cuenca de Manabí, fue originado por la Orogénesis Andina, no fue acompañado en este sector por fallas y pliegues. Los sedimentos de la Formación Borbón y Formación Balzar presentan estratos subhorizontales, evidencia que nos indica que no sufrieron deformaciones.

HISTORIA GEOLÓGICA

Después del volcanismo principal (Jurásico?-Cretáceo) comienza en discordancia la deposición marina del borde de la Cuenca de Manabí en el Eoceno medio con la Formación San Mateo, seguida por los sedimentos de la Formación Tosagua del Oligoceno Superior-Mioceno Medio, probados al Sur en el Pozo Solano 1. En el Mioceno medio se depositaron las arcillas laminadas de la Formación Onzole. Luego en contacto normal se depositaron las arenas deleznables intercaladas con niveles calcáreos de la Formación Borbón del Mioceno Superior-Plioceno Inferior; éstos fueron depositados en la misma época que se depositaron los sedimentos tipo deltaico, de la Formación Balzar, que llegan hasta el Plioceno Superior. Encima hay las terrazas de material aluvial y depósitos laharíticos y de ceniza del Plio-Cuaternario.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Los niveles y bancos calcáreos de la Formación Borbón pueden ser explotados en forma de bloques para la construcción, también pueden ser usados en la fabricación de fertilizantes. Los ríos Daule y Peripa están en proyecto de represamiento por su caudal pueden prestar utilidades de tipo hidráulico.

REFERENCIAS

BLOW & BANNER (1966) The Morphology, Taxonomy and Biostratigraphy of *Globorotalia barisanensis* La Roy, *Globorotalia fohsi* Cushman and Ellisor and related taxa. Micropaleont. 12, N°3

BRISTOW C. R. (1975) On the age of the Zapotal Sands of Southwest Ecuador. Newsl. Stratigr. 4 (2).

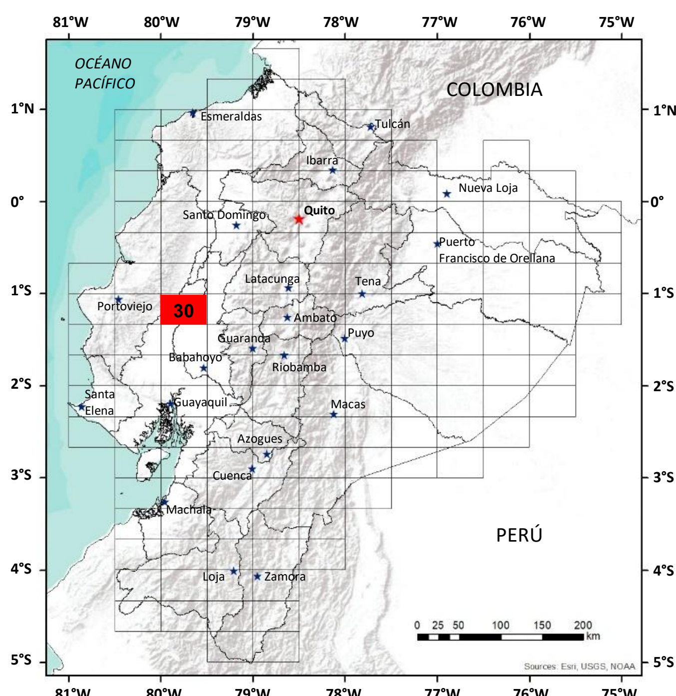
BRISTOW C. R. (1976) The Charapotó Formation Ecuador. Newsl. Stratigr. 5(2/3).

MARKS J. G. (1951) Miocene Stratigraphy and Paleontology of Southwestern Ecuador. Bull. Am. Paleont. 33 N°139, pp. 271-433.

OLSSON A. A. (1942) Tertiary deposits of Northwestern, South America and Panamá. Proc. 8th. Am. Sci. Congr. Wash. 4, pp. 231-287.

STAINFORTH R. M. (1948) Applied micropaleontology in coastal Ecuador. Jnl. Paleont., 22

WILLIAMS M. D. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito, Dir. Min. Petrol. Minist. Econ., Quito.



HOJA GEOLÓGICA-30
EL EMPALME (1979)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de El Empalme se localiza en la parte norte de la Cuenca de Manabí. La geomorfología se encuentra relacionada con la litología de las Formaciones, disminuyendo el relieve de Oeste a Este, de 480m baja a 10m. Su clima tropical permite el cultivo de arroz, café, cacao, cítricos, plantas forrajeras (gramalote) que forman extensos potreros. En épocas lluviosas, de enero a junio, los caminos, con excepción de los pavimentos, casi en su totalidad se vuelven intransitables, debiéndose utilizar los ríos navegables (Daule y Congo) como vías de comunicación.

GEOLOGÍA

Sedimentos marinos del Terciario Superior descansan sobre sedimentos terciarios inferiores y el basamento de rocas ígneas oceánicas, que no afloran. La mayoría de la Hoja está cubierta por terrazas cuaternarias.

Formación Piñón (J-K_P) (Jurásico-Cretáceo): Autores anteriores agruparon las rocas básicas del basamento de la cuenca marina cretácica bajo la denominación "Piñón" (Williams, 1947). La potencia es desconocida, pero se han comprobado 53m en el Pozo Solano 1; no hay afloramientos en la Hoja.

Formación San Mateo (E_{2-3}) (Eoceno Medio a Superior): El nombre deriva de los estudios efectuados por Olsson (1942) en los acantilados cercanos al pueblo San Mateo, al Oeste de Manta. La Hoja no presenta afloramientos; sin embargo, el espesor tomado del Pozo Solano 1 es de 317m. Tiene un conglomerado basal (101m) con elementos de lutitas, cuarzo, chert y roca volcánica, redondeados y subangulares, en una matriz de limo, lutita y arena. Está seguida por lutitas limosas verde obscuras con restos de conchas y material carbonáceo. El tope de la Formación no está bien definido, pero parece haber 216m de las lutitas.

Formación Tosagua (O_2-M_2) (Oligoceno Superior a Mioceno Inferior): Fue definida por Williams (1947). No se hallan afloramientos de la Formación Tosagua en esta Hoja, haciéndose presente en el Pozo Solano 1 con 649m de potencia. Esta Formación que no se distingue bien de la Formación San Mateo, consiste en su mayoría de lutitas limosas verdes-obscuras.

Grupo Daule (Mioceno-Plioceno): Según Marks (1951) las rocas miocénicas que afloran en la Cuenca de Manabí constituyen una sola Formación, la "Formación Daule". Sin embargo, los trabajos de campo han demostrado que los tres Miembros en que divide Marks al Grupo Daule son en realidad las Formaciones Angostura, Onzole y Borbón, definidas antes del trabajo de Marks, más al Norte de la Cuenca de Manabí. En esta hoja no se encuentran rocas de la Formación Angostura, la Formación Onzole descansa directamente sobre la Formación Tosagua.

Formación Onzole (M_{3-4}) (Mioceno medio a superior): El primar autor fue Williams (1947) en informes no publicados, pero la primera publicación la hizo Stainforth (1948). El lugar típico se encuentra en el Río Onzole, Provincia de Esmeraldas. Marks (1951) consideró a la Formación como "Miembro Blue Siltstone" (Limolitas azules). Más tarde la denominó Formación Charapotó (véase mapa geológico 1:1000000 del Ecuador 1969). En realidad, la Formación Charapotó no constituye una sola unidad, sino que comprende el miembro superior (Villingota) de la Formación Tosagua y además toda la Formación Onzole (Bristow, 1975). Se encuentra representada por arcillas y limos laminados de color gris-azul en afloramientos frescos; cuando se meteoriza toma un color café. En la parte superior se vuelve arenosa. El contacto con la Formación Tosagua en la zona de Portoviejo es transicional. La potencia perforada en el Pozo Solano 1 llegó a cerca de 543m y se estima que hay 100m más de espesor. Según Marks (1951) la edad, basada en moluscos, es miocénica media. Los estudios micropaleontológicos realizados por el British Museum (Natural History), Londres, en las zonas vecinas establecen que la edad de la Formación corresponde al Mioceno Medio hasta el Mioceno superior (Zonas N9 hasta N15 o N18, Blow y Banner, 1996).

Formación Borbón (M4-Pl) (Mioceno Superior a Plioceno): Olsson (1942) describe en el curso inferior de Río Santiago (Provincia de Esmeraldas) un corte de areniscas macizas de color azulado con algunos moluscos. Smith (1946) dio a estas mismas capas el nombre de Formación Borbón. Se presentan como areniscas de grano medio a grueso, en bancos métricos de color habano, intercalado con algunos niveles calcáreos que contienen abundantes macrofósiles en la (183-818).

En esta Hoja el contacto con la Formación Onzole es transicional sobre unos metros, pero está representado en el campo por un cambio abrupto en la inclinación de las faldas entre las areniscas de la Formación Borbón y limolitas de la Formación Onzole, rasgo que se observa bien claro en las fotografías aéreas. El espesor máximo estimativo es 280m. Se considera que la Formación es de edad miocénica superior hasta pliocénica.

Formación Balzar (Pl_B) (Plioceno): Definida en esta Hoja por primera vez, el lugar típico se encuentra en el corte dejado por el Río Daule entre Balzar (Hoja de Vinces (31)) y Pichincha (320-842), donde se presenta desde abajo hacia arriba, en capas de aglomerados, areniscas de grano fino a medio, de arcillas laminadas de color café con moluscos, restos de plantas silicificadas y mantos de arena y toba. El contacto con la Formación Onzole es discordante, y con la Formación Borbón está interdigitado, dando esta evidencia las areniscas de grano medio a grueso que se observan tanto en la Formación Borbón (al Norte de El Desvío) como en la Formación Balzar (pueblo de Pichincha). Con las extensas terrazas pleistocénicas el contacto es normal. Estos sedimentos pueden ser correlacionados entonces en parte con los superiores de la Fm. Borbón y tienen un espesor de 314m en el Pozo Solano 1. La presencia de *Olivella sp., Terebra (Strioterebrum) sp., Pyramidella (? Longchacus) sp., y Harvella elegans* (Sow) en la Hoja de Vinces (141-486) con *Northia* cf. *ecuadoriana* (Olsson), *?Cardium sp., ?Pitar sp y Harvella elegans* (Sow) en Pichincha (318-841) sugiere una edad pliocénica para la Formación Balzar. La fauna en parte es marina.

Terrazas (I) (Pleistoceno): Están formadas por bancos constituidos por arcillas y arenas (separadas en partes) provenientes de la erosión de la Cordillera de los Andes, acarreadas por aguas torrenciales y fluviales. Son sedimentos que ahora integran la base de la mayor parte de los terrenos fértiles de la planicie litoral. El espesor es desconocido, pero en los Pozos Daule 1 y 2 al Sur en la Hoja de Vinces (31) posiblemente pasa de los mil metros, y son muy extensos en la parte Este de la Hoja.

Depósitos aluviales (Holoceno): Constituidos por materiales de la zona de aporte: gravas, arenas, arcillas y limos. La potencia se calcula en 50m.

ESTRUCTURA

Como consecuencia de la orogénesis y levantamiento laramídicos al Este, se formó la Cuenca de Manabí, rellenada con sedimentos terciarios y cuaternarios sobre el basamento volcánico oceánico. El levantamiento de la cuenca por la Orogénesis Andina, no fue acompañada en este sector por plegamiento ni fallamiento, pero la base de la Formación Borbón descansa regularmente desde 180m en el Oeste hasta 120m, 12km más al Este. Los sedimentos de las Formaciones Borbón y Balzar presentan estratos subhorizontales, indicando que no sufrieron deformaciones, al igual que los sedimentos de la plataforma del Daule.

HISTORIA GEOLÓGICA

Después del volcanismo oceánico principal (Jurásico?-Cretáceo), comenzó en discordancia la depositación marina del borde de la Cuenca Manabí en el Eoceno Medio con la Formación San Mateo, seguida por los sedimentos de la Formación Tosagua del Oligoceno Superior-Mioceno Medio. En el Mioceno Medio se depositaron las arcillas laminadas de la Formación Onzole. Luego, en contacto normal se depositaron las arenas deleznables intercaladas con niveles calcáreos de la Formación Borbón; en la misma época se depositaron los sedimentos deltaicos de la Formación Balzar, que llegan hasta el Plioceno Superior, seguidos por las terrazas y aluviales cuaternarios.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Los niveles y bancos calcáreos de la Formación Borbón pueden ser explotados en forma de bloques para la construcción y se los puede usar previamente molidos en la fabricación de fertilizantes. Los ríos con caudal considerable, tales como el Daule y el Congo, pueden prestar utilidades de tipo hidráulico. El Pozo Solano 1, perforado para la investigación de hidrocarburos, no dio resultados positivos.

REFERENCIAS.

BLOW & BANNER (1966) The Morphology, Taxonomy and Biostratigraphy of *Globorotalia barisanensis* La Roy, *Globorotalia fohsi* Cushman and Ellisor and related taxa. Micropaleont. 12, N°3

BRISTOW C. R. (1976) The Charapotó Formation Ecuador. Newsl. Stratigr. 5 (2/3).

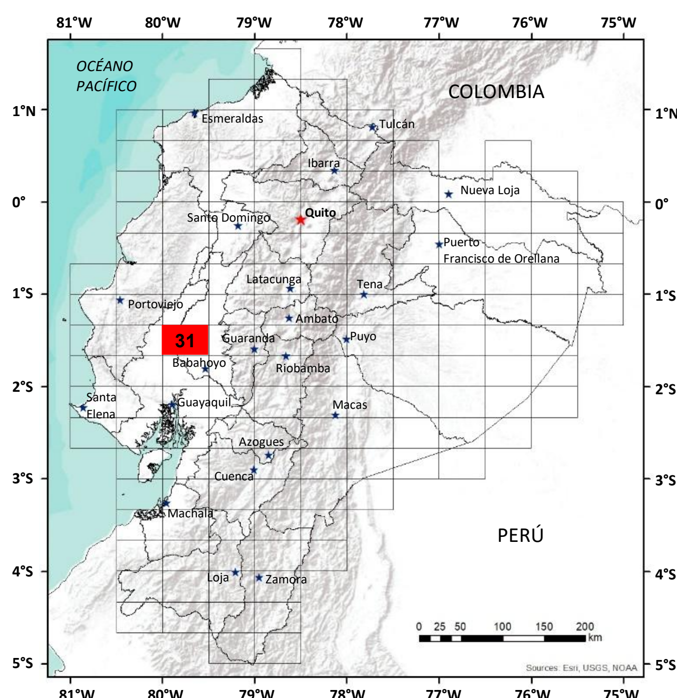
MARKS J. G. (1951) Miocene Stratigraphy and paleontology of Southwestern Ecuador. Bull. Am. Paleont. 33 N°139.

OLSSON A. A. (1942) Tertiary deposits of Northwestern, South America and Panamá. Proc. 8th. Am. Sci. Congr. Wash. 4, pp. 231-287.

SMITH J. A. (1946) Informes Geológicos y Geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito. Dir. Min. Petro., Minist. Econ. Quito.

STAINFORTH R. M. (1948) Applied micropaleontology in coastal Ecuador. Jnl. Paleont., 22

WILLIAMS, M. D. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Inédito, Dir. Min. Petrol. Minist. Econ., Quito.



HOJA GEOLÓGICA-31
VINCES (1979)

INTRODUCCIÓN

El área abarcada por la Hoja de Vinces forma parte de la Cuenca del Guayas. Es un área muy plana y el relieve varía de 0 a 60m., subiendo al Norte. Debido a su clima tropical sabana, se presenta como vegetación cultivos de arroz, café, cacao, cítricos, plantas forrajeras (gramalote) que forman extensos potreros. En la época lluviosa (de enero a junio) los caminos casi en su totalidad se hacen intransitables, utilizando los ríos navegables (Daule, Macul, Vinces), como vías de comunicación.

GEOLOGÍA

Los sedimentos plio-cuaternarios que cubren toda la hoja son de tipo marino-deltaico y continental; descansan sobre el basamento volcánico cretácico que no aflora en la zona.

Formación Piñón (J-K$_P$) (Jurásico Superior? -Cretáceo): Las rocas volcánicas básicas marinas del basamento han sido agrupadas bajo la denominación "Piñón" (Tschopp, 1948), pero este nombre es ahora usado sólo para las rocas basálticas oceánicas de la zona costanera. La potencia no es conocida, teniéndose 42m de basaltos de grano fino, probados en el Pozo Daule 1 y sin afloramientos en la zona.

Formación Balzar (Pl$_B$) (Plioceno): Definida aquí por primera vez, el lugar típico se encuentra en el corte dejado por el río Daule entre Balzar (79° 54' W y 1° 22' S) y Pichincha (Hoja de el Empalme (30)), donde se presenta en capas de conglomerado, subyacente a arcillas bien laminadas de color café, con moluscos, alternantes con areniscas de grano fino a medio. El contacto superior es normal con los depósitos que forman las extensas terrazas pleistocénicas suprayacentes.

La potencia probada en el Pozo Solano 1 en la Hoja de El Empalme (30) es de 314m. La presencia de *Olivella sp. Terebra (Strioterebrum) sp., Pyramidella (? Longchaeus) sp.* y *Harvella elegans* (Sow) en esta hoja (141- 486) con *Northia* cf. *Ecuadoriana* Olsson, ? *Cardium sp., ?Pitar sp.,* y *H. elegans* (Sow) en Pichincha (318-841) sugieren una edad pliocénica para la Formación Balzar. La fauna es marina.

Al Oeste, en la Hoja de Paján (14), anteriormente se ha considerado la misma secuencia de conglomerados, arcillas y areniscas como "terraza indiferenciada" de edad pleistocénica. Ahora éstos deben ser incluidos en la Formación Balzar, porque son diferentes a los depósitos de terraza indiferenciada en esta Hoja (ver abajo).

Terrazas indiferenciadas (I) (Pleistoceno): Consisten de capas planas constituidas por arcillas y arenas poco o nada consolidadas, provenientes de la erosión de la Cordillera de los Andes, acarreados mayormente por aguas torrenciales y fluviales. Estos sedimentos ahora integran la base de la mayor parte de los fértiles terrenos de la planicie litoral. En los pozos Daule 1 y 2 se ha probado una profundidad de más de 1000m de estos depósitos cuaternarios.

Depósitos aluviales (Holoceno): Constituidos por arenas, arcillas y limos. La potencia en el Pozo Daule es de 50m.

ESTRUCTURA

La fosa que está ahora rellenada con sedimentos terciarios y cuaternarios sobre la plataforma de la Formación Piñón, se formó por la Orogénesis Laramídica. El levantamiento de la Cuenca de Manabí al Oeste, quizás por la Orogénesis Andina, no fue acompañada por fallas ni pliegues en este sector.

HISTORIA GEOLÓGICA

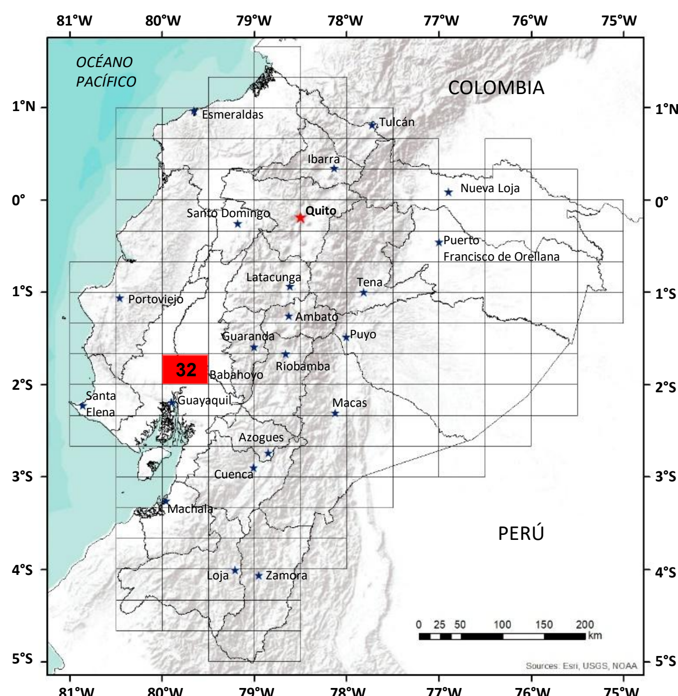
Después del volcanismo principal del Cretáceo la zona fue levantada y parece que no recibió sedimentación hasta una incursión de mar en el Plioceno, cuando se depositó la Formación Balzar en discordancia sobre la Formación Piñón. El paroxismo andino repercutió en la definición de la fosa, rellenada en el Cuaternario por sedimentos continentales, tales como arcillas y areniscas expuestas a lo largo y ancho de la Cuenca del Guayas.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Los pozos Daule 1 y 2 perforados para la investigación de hidrocarburos no han dado resultados positivos. Los terrenos de la planicie cuaternaria, con su considerable precipitación en época lluviosa, a más de sus ríos que cruzan de N a S le convierten en una zona bastante favorable para la recuperación de aguas subterráneas.

REFERENCIAS

TSCHOPP H. J. (1948) Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Ass. Suisse Geol. Ing. Petról., 15, pp, 14-45.



HOJA GEOLÓGICA-32
BABAHOYO (1979)

INTRODUCCIÓN

La zona representada en la Hoja de Babahoyo forma parte de la Plataforma de Daule (IFP, 1968), limitando la parte SW con la Cuenca de Manabí. El clima es de tipo tropical con una estación definida de invierno o época lluviosa que se extiende de enero a mayo. La zona se encuentra atravesada por muchos caminos, la mayor parte de los cuales constituyen caminos de verano, en invierno se vuelven intransitables. Los ríos constituyen importantes vías de acceso a la zona. La vegetación en su mayor parte está constituida de arrozales y pequeños arbustos de café y cacao.

GEOLOGÍA

En la zona afloran únicamente dos tipos de roca: las ígneas oceánicas del Jurásico?-Cretáceo, que forman preferentemente las partes altas de la hoja; y los depósitos cuaternarios constituidos por pequeñas terrazas de areniscas y arcillas, así como aluviones consolidados por manglares penetrados por innumerables riachuelos.

Formación Piñón (J-K$_P$) (Jurásico Superior? -Cretáceo): El basamento está compuesto por material ígneo oceánico, con intercalaciones de escasos estratos marinos que los geólogos de la IEPC han denominado "Piñón" (Canfield, 1966). Es un complejo de rocas de composición variada como diabasa, basalto, brecha, dolerita, toba, pero existen afloramientos sólo al S y SW de la Hoja. La potencia aún no ha sido establecida, pero seguramente sobrepasa los 3000m.

Terrazas (I) (Cuaternario) y depósitos aluviales (Cuaternario): Depósitos cuaternarios constituidos por lodos y limos, alrededor de los ríos que forman el drenaje del Babahoyo, cubren la mayor parte de la Hoja. Terrazas pequeñas de arcillas y areniscas pobremente consolidadas se encuentran en el Noreste. Al Norte, en el pozo Daule 2 (Hoja de Vinces (31)) existen, más de 1300m de depósitos cuaternarios no consolidados, directamente sobre el basamento de la Formación Piñón.

ESTRUCTURA

En casi toda la hoja no se notan estructuras, pero en la esquina suroeste, se encuentra una falla con dirección NW-SE, que corta las rocas de la Formación Piñón. Al Este es probable que existan fallas normales, con hundimiento al Este, que son cubiertas por aluviales recientes.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Jurásico Superior se inició la actividad ígnea de la Formación Piñón que forma el basamento. Al fin del Cretáceo Superior, la Piñón fue fragmentada por fallamiento contemporáneo de la Orogenia Laramídica. Se desconoce la historia geológica en el Terciario en esta Hoja. Durante el Cuaternario enormes cantidades de material detrítico fueron removidas especialmente desde las Cordilleras de Chongón-Colonche hacia la cuenca del Río Guayas y las partes planas, apoyadas por una red hidrográfica que debía prefigurar la red del Río Daule actual, formando de esta manera grandes depósitos aluvionales.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

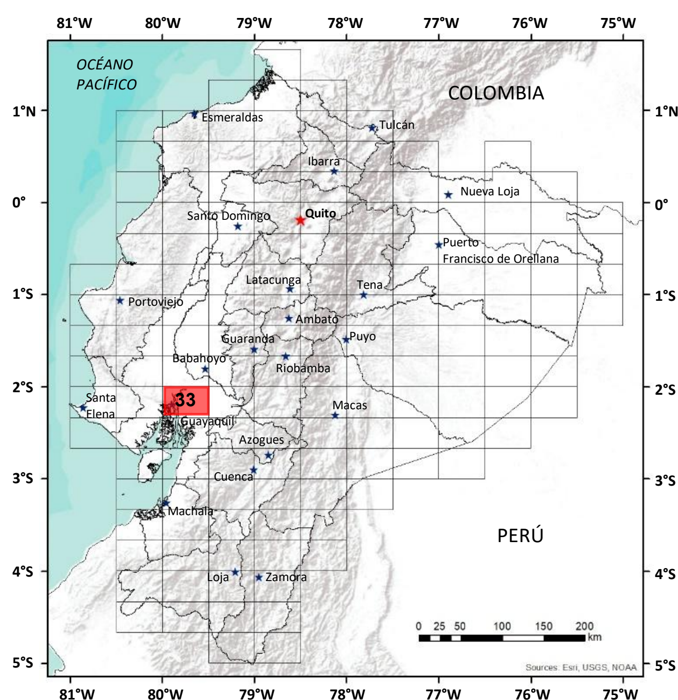
Las rocas ígneas de la Formación Piñón pueden ser utilizadas como canteras de lastre o ripio en la construcción de carreteras. Hay pocos indicios de minerales de hierro y cobre al SW de la Hoja (UNDP, 1969). Existen buenas posibilidades para la obtención de agua, ya que los ríos que atraviesas la zona sobre todo en invierno poseen muy buenos caudales.

REFERENCIAS

CANFIELD R. (1966) Reporte Geológico de la Costa Ecuatoriana. Ministerio de Industria y Comercio. Quito

INSTITUTO FRANCÉS DEL PETRÓLEO (1968) Informe Geológico sobre las posibilidades petroleras de las Provincias Costeras de la República del Ecuador. Quito.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals. Technical Report N°6. Quito-New York.



HOJA GEOLÓGICA-33
GUAYAQUIL (1979)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Guayaquil pertenece en su mayoría a la cuenca del Río Guayas, e incluye toda la Ciudad de Guayaquil. Una prolongación de la Cordillera Chongón Colonche se extiende hasta la parte noroeste de la Hoja. El clima es tropical, con estaciones definidas de invierno o épica lluviosa que se extiende de enero a abril. Hay varias vías terrestres de acceso a la zona; los caminos que no son asfaltados se vuelven intransitables en la época lluviosa. Los ríos y esteros forman importantes vías de acceso. La vegetación está constituida en general por arrozales y pequeños arbustos que dan el aspecto de bosque, sobre todo en las partes altas.

GEOLOGÍA

En la Hoja afloran rocas básicas ígneas, de edad cretácica, con sedimentos del Cretáceo Superior y Terciario Inferior y rocas intrusivas, todas formando especialmente las partes elevadas. Sedimentos cuaternarios constituidos por pequeñas terrazas de arenas y arcillas, así como también aluviones consolidados por manglares, formados por innumerables riachuelos, cubre la mayoría del terreno que es muy plano, especialmente en el Sur y al Este.

Formación Piñón (J-K_P) (Jurásico?-Cretáceo): La base de las Formaciones sedimentarias cretáceas y terciarias está compuesta por rocas ígneas básicas, con intercalaciones de escasos estratos marinos, denominados como la Formación Piñón. Es un complejo de composición variada (diabasa, basalto, andesita, dolerita, toba). Existen bastantes afloramientos, sobre todo al Noroeste de la Hoja. La potencia aún no ha sido establecida, pero seguramente pasa los 3000m.

Formación Cayo (K_6) (Cretáceo Superior): La Formación fue definida por Olsson (1931) en Puerto Cayo, la localidad tipo. Tiene un contacto gradual, hasta discordancia angular suprayacente a la Formación Piñón. Los afloramientos principales se encuentran en las canteras del Cerro San Eduardo (209-592) al Norte de la Ciudad de Guayaquil. La base está formada por areniscas volcánicas brechosas de color verde obscuro. Las areniscas, grauvacas, lutitas y más comunes las argilitas, de color gris, verde o habano forman la mayoría de la Formación. Los afloramientos en el Cerro de Calentura (295-656) han sido distinguidos anteriormente (Thalman, 1946) como miembro basal de la Formación Cayo, debido a la correlación con afloramientos cerca del Río Paco (845-777) 40km al NW de Guayaquil en la Hoja de Chongón (16), que están definitivamente en la base. En la localidad tipo este "Miembro Calentura" consta de argilitas, argilitas calcáreas y areniscas bien silicificadas de color gris obscuro, negro y rojo, que contienen *Guembelina striata* (Ehrenberg), *G. globulosa* (Reuss) y *Globigerina cretacea* (d' Orbigny) (Thalmann, 1946). La posición estratigráfica actual de este afloramiento no es conocida, entonces la designación como base de la Formación Cayo está en duda. La evidencia de edad cenomaniana-turoniana dada por Thalmann (1946) depende en la ocurrencia de los afloramientos del Río Paco de *G. renzi* (Thalmann), que ahora se conoce en la parte superior de la Formación Napo (Senoniano inferior) del Oriente (Sigal, 1968). Las rocas del Cerro Calentura, por su litología, corresponden más al Miembro Guayaquil que en su parte más alta está constituido por argilitas y areniscas calcáreas, con cherts, todos bien silicificados. La silicificación es mayormente secundaria (Sinclair y Berkey, 1924) y la secuencia no tiene una unidad litológica distinta; por esta razón descontinúa hablar de una "Formación Guayaquil" (Bristow, 1976).

La Formación Cayo forma una secuencia amplia de estratificaciones delgadas a gruesas generalmente con buzamiento al Sur. La potencia es incierta, en la zona es posible que llegue hasta 2500m. La edad de la Formación Cayo es senoniana (Bristow, 1976) y del Miembro Guayaquil es maestrichtiana, posiblemente llegando a daniana (Thalmann, 1946; Sigal, 1968). Cabe anotar que areniscas volcánicas y tobas al lado occidental de esta Hoja están dentro de la Formación Cayo, siendo mapeadas anteriormente como la Formación Piñón al Oeste (Hoja de Chongón (16)).

Formación San Eduardo (E_2) (Eoceno Medio): Landes (1944) la describió como Caliza San Eduardo, y Williams (1947) la definió como una Formación. La localidad tipo se encuentra en la antigua cantera de San Eduardo (187-586). Está constituida casi exclusivamente de calizas, bien estratificadas, de color gris claro a crema, localmente negras y generalmente densas. Se encuentra en contacto discordante con la Formación Cayo subyacente. La potencia estimada es de 0 a 230m. Stainforth (1948) basándose en el estudio de foraminíferos le atribuye una edad como Eoceno Medio temprano.

Complejo Olistostrómico (E_3) (Eoceno Superior): Publicado por primera vez por Colman (1970), el nombre está propuesto para una secuencia gruesa de rocas aloctónomas de edad de emplazamiento eocénica superior, que descansan sobre las rocas cretácicas, y son sobrepuestas por la Formación Tosagua. Ocurre principalmente en la Península de Santa Elena al Oeste y también aflora en el borde sur de los Cerros de Chongón Colonche. No aflora en la Hoja, pero se piensa que existen bajo el aluvión en la parte suroeste (véase el perfil).

Formación Tosagua (O_2) (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): En la parte principal de la Cuenca de Progreso es posible dividir a la Formación Tosagua en tres Miembros, de los cuales solamente el basal, el Miembro Zapotal, aflora en esta hoja.

Miembro Zapotal (Oligoceno Superior): Definido como "Zapotal Sandstone" por Olsson (1931) y como Formación por Canfield (1966), actualmente está considerado como el miembro basal transgresivo de la Formación Tosagua (Bristow 1975; Hoja de Estero Salado (17)). Es una secuencia de sedimentos depositados en aguas poco profundas, en que predominan conglomerados cuarcíferos y areniscas duras intercaladas por capas de arenisca porosa quebradiza de grano grueso, limolitas y lutitas. Descansa con discordancia sobre la Formación Piñón, aunque el contacto no está expuesto en la Hoja. La potencia varía de 0 a 700m, pero hay solamente unos 100m aflorando dentro de la Hoja. El Miembro Zapotal es de edad oligocénica superior (Bristow, 1975).

Depósitos coluviales (c) (Cuaternario): Material arrastrado principalmente se encuentra constituyendo un relleno al pie del Cerro Azul (150-587).

Depósitos aluviales (Holoceno): Se trata de depósitos constituidos por lodos y limos alrededor de los ríos que forman el drenaje del Río Guayas; cubren grandes partes del Este y Sur de la Hoja. La parte Noroeste posee pequeñas terrazas de arcillas y arenas flojamente compactadas. La potencia posiblemente es de 500m en la zona.

INTRUSIVOS

Alrededor de Pascuales se encuentran granitos, granodioritas y dioritas que forman pequeñas elevaciones. Se desconoce la edad de la intrusión.

ESTRUCTURA

En la parte correspondiente a los cerros de Chongón Colonche y a la Cuenca de Progreso el rumbo de las estructuras es NW-SE. En los Cerros de Taura se presenta un plegamiento bastante fuerte con dirección NE-SW.

HISTORIA GEOLÓGICA

Se inicia en el Cretáceo con el emplazamiento de las rocas ígneas básicas de la Formación Piñón que forman el basamento. La sedimentación marina se establece durante el Cretáceo Superior (Formación Cayo) y continúa hasta el fin del Cretáceo (Miembro Guayaquil Maestrichtano). Otra transgresión marina invadió la región en el Eoceno Medio que se ve por las calizas arrecifales de la Formación San Eduardo. A fines del Eoceno Medio y en el Eoceno Superior la cuenca se rellenó con sedimentos que luego formaron el Complejo Olistostrómico durante el levantamiento de los Cerros de Chongón-Colonche que tuvo lugar al fin del Eoceno o en el Oligoceno Inferior. Al fin del Oligoceno aparecen elementos clásticos gruesos del Miembro Zapotal de la Formación Tosagua, depositados en aguas poco profundas al borde del margen de la cuenca y que iniciaron el ciclo de sedimentación miocénica de la Cuenca de Progreso. Durante el Cuaternario enormes cantidades de material detrítico fueron removidos desde los cerros Chongón-Colonche y de las Cordilleras de los Andes hacia las partes planas. Debido a la acción erosiva de los ríos se han formado grandes depósitos aluvionales.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las rocas ígneas de la Formación Piñón y los sedimentos de la Formación Cayo están utilizadas como lastres o ripio, y en la construcción de carreteras. La diorita cuarcífera de Pascuales puede ser utilizada como piedra ornamental. Interesantes concentraciones residuales de baritina se encuentran al Oeste de Pascuales, principalmente como rodados (UNDP, 1969). En lo referente a minerales metálicos hay indicios de minerales de hierro (UNDP, 1969) y cobre al Noroeste de la Hoja. Las calizas de la Formación San Eduardo son utilizadas en grandes cantidades para la elaboración de cemento.

REFERENCIAS.

BRISTOW C. R. (1975) On the age of the Zapotal Sands of Southwest Ecuador. Newsl. Stratigr. 4 (2).

BRISTOW C. R. (1976) The age of the Cayo Formation, Ecuador. Newsl. Stratigr. 4(3).

CANFIELD R. (1966) Reporte Geológico de la costa ecuatoriana. Min. Ind. y Com. Quito.

COLMAN J. A. R. (1970) Guidebook to the Geology of the Santa Elena Peninsula. Ecuadorian geol. and geophys. Soc.

LANDES R. W. (1944) Geología de la región sud-occidental del Ecuador. Bol. Inst. Sudamer. Petrol., 1, No. 3, Montevideo.

OLSSON A. A. (1931) Contributions to the Tertiary paleontology of northern Perú. Pt. 4. The Peruvian Oligocene. Bull. Am. Paleont. 17. N°63.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Instituto Francés del Petróleo y DGGM, Quito

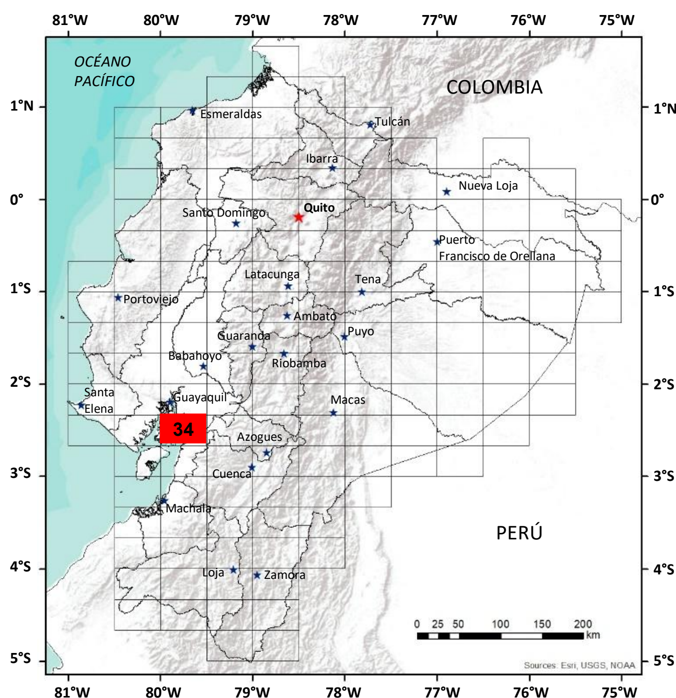
SINCLAIR J. H. y BERKEY C.P. (1924) Geology of Guayaquil, Ecuador. Am. J. Sci. (Ser 5) 7, Art. 39.

STAINFORTH R. M. (1948) Applied micropaleontology in coastal Ecuador. Jnl. Paleont., 22, N°2.

THALMANN H. E. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bull. Am. Assoc. Petro. Geol. 30, N° 3.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals. Iron-Ore and barite (Operation No. 7, Guayas-Manabí). Technical Report No. 6. U.N.D.P. New York-Quito.

WILLIAMS, M. D. (1947) Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. (Concesiones: Daule-Guayas) Inédito, Dir. Min. Petrol. Minist. Econ., Quito.



HOJA GEOLÓGICA-34
NARANJAL (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Naranjal incluye partes de la plataforma de Daule y de la zona profunda del Golfo de Guayaquil, limitada al Este con las estribaciones de la Cordillera Occidental. Presenta un relieve plano, a excepción de unas elevaciones correspondientes a los cerros de Masvale y Punta de Piedra. La zona tiene un clima tropical, húmedo en el invierno y seco en el verano. La principal vía de comunicación es la carretera Boliche-Puerto Inca; la red de caminos utilizables es aprovechados en su mayor parte en el verano ya que en la época lluviosa se vuelven intransitables. Los ríos y esteros forman importantes vías de acceso. La vegetación está constituida en su mayor parte por arrozales y caña de azúcar, existen además plantaciones de frutales, cacao y plátano en algunos sectores.

GEOLOGÍA

Afloran rocas metamórficas y volcánicas cuyas edades varían desde el Paleozoico hasta el Cretáceo. Éstas se agrupan en las Formaciones Punta Piedra y Macuchi. La mayoría de la Hoja está cubierta por Formaciones cuaternarias constituidas de depósitos aluviales.

Formación Punta Piedra (P_ZM_ZP) (Paleozoico-Mesozoico): La localidad tipo es Punta Piedra, situada a 27km al Sur de Guayaquil en la Orilla Occidental del Río Guayas (Bristow y Hoffstetter, 1977). Está caracterizada por esquistos arcillosos, filitas y cuarcitas. Un afloramiento de esquistos aparece en los cerros de Masvale, específicamente en el cerro de Cuevo Chico. La edad de estas rocas metamórficas es desconocida; posiblemente corresponde a Formaciones cretácicas o a parte del basamento paleozoico.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): Constituye una serie compuesta en su mayor parte de lavas porfiríticas (andesitas y basaltos), brechas, aglomerados, areniscas y limolitas volcánicas. La potencia aún no ha sido establecida, pero seguramente sobrepasa los 3000m. Los cerros de Masvale constituyen los principales afloramientos en la Hoja, en su mayor parte están constituidos por andesita y basalto, localmente por gabro; son intercaladas con volcano-sedimentos marinos. Las rocas se encuentran sumamente fracturadas y meteorizadas. Al Sureste existe un pequeño afloramiento de andesita, así como numerosos rodados de la misma, acompañados de arenisca volcánica que pueden ser atribuidos a la misma Formación.

Formación Progreso (M_4) (Mioceno): No afloran rocas de la Formación Progreso, pero es posible que existan en el Oeste, totalmente cubiertas por depósitos aluviales cuaternarios.

Depósitos aluviales (c) (Cuaternario): Comprende la mayor parte de la Hoja y están divididos en dos tipos. Los depósitos aluviales de río están constituidos de arcillas, areniscas y conglomerados, deleznables; contienen gran cantidad de materiales erosionados y arrastrados de las montañas adyacentes. Los depósitos aluviales de estero corresponden a salitrales compuestos predominantemente de lodo y trechos de arena fina y limos que forman terrazas un poco elevadas y secas. Al Oeste gran parte de estos depósitos comprende lodos consolidados por manglares. La potencia de los depósitos aluviales podría llegar a unos pocos centenares de metros.

INTRUSIVOS

Rocas graníticas indiferenciadas se presentan en la esquina Sureste de la Hoja; forman parte de una serie discontinua cuyos alargamientos y alineación tiene un rumbo SSW.

ESTRUCTURA

La zona está atravesada por fallas que han producido una serie de bloques levantados, en los cuales se presentan las rocas más antiguas, como las metamórficas de la Formación Punta Piedra. En los bloques hundidos se depositaron en espesores más grande los sedimentos del Terciario superior y Cuaternario.

HISTORIA GEOLÓGICA

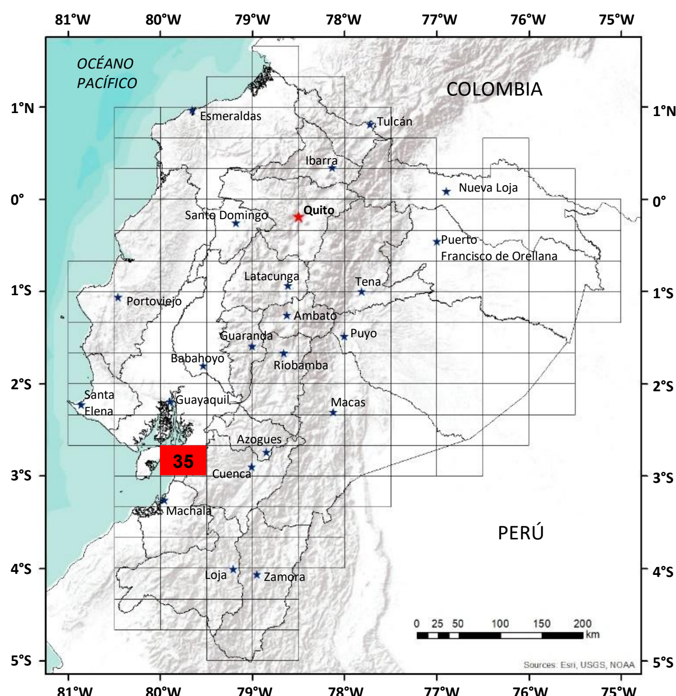
Afloramientos aislados de rocas metamórficas indican la existencia de un tectonismo paleozoico-mesozoico al Oeste. Posteriormente se formaron las rocas volcánicas marinas de la Formación Macuchi. Al Oeste probablemente se depositaron sedimentos miocénicos. Finalmente, los depósitos aluviales se formaron sobre gran parte de la zona.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las rocas volcánicas de Masvale son explotadas en canteras grandes para emplearlas en la construcción de carreteras.

REFERENCIAS

BRISTOW, C. & HOFFSTETTER, R. (1977) Lexique Stratigraphique International; Ecuador. (2a. Edición). Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.



HOJA GEOLÓGICA-35
TENGUEL (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Tenguel incluye la mayor parte del Golfo de Guayaquil, parte de la Cuenca de Progreso y las estribaciones de la Cordillera Occidental. El clima es tropical, caracterizado por una humedad constante. El invierno o época lluviosa comprende el período de noviembre a mayo. La Hoja presenta un relieve variado debido a las estribaciones de la cordillera al Este, un área formada por terrazas pequeñas al Sur y la parte plana que se extiende desde éstas hasta el perfil costero. La vía principal de comunicación está constituida por la carretera Puerto Inca-Machala con sus ramificaciones que en la mayor parte sólo son transitables por vehículo en verano. La vegetación se halla constituida por arrozales, caña de azúcar, una extensa zona de potreros y plantaciones de plátano, cacao y frutales.

GEOLOGÍA

La zona está dividida en dos secciones por el canal o graben de Jambelí, que hace posible distinguir dos tipos de rocas: los volcánicos y volcano-sedimentos cretácicos de la Cordillera y los sedimentos terciarios formando una pequeña parte de la Cuenca de Progreso en la Isla Puná.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): Se encuentra constituida casi exclusivamente de rocas andesíticas y basálticas de color verde y gris obscuro (Estero San Jacinto), de brechas y aglomerados (Estero del Diablo, Santa Rosa), de areniscas, limolitas y pizarras volcánicas (Río Amazonas y La Victoria). La potencia total no ha sido aún establecida, pero se estima en unos 3000m en la zona.

La mayor parte del material de esta Formación se encuentra sumamente meteorizada y fracturada, los afloramientos son escasos y se encuentran bastante cubiertos. Estas rocas ahora se incluyen dentro de la Formación Macuchi debido a las intercalaciones de volcano-sedimentos marinos que se asume son parte de un arco-isla de edad cretácica.

Formaciones Tosagua (O_2-M_2) (Oligoceno) y Progreso (M_4) (Mioceno): Los sedimentos de estas Formaciones no afloran en la Hoja; fueron probadas en las perforaciones Data 1 y Lechuza 1 (Hoja Isla Puná (18)), y probablemente existen debajo de los depósitos plio-cuaternarios al Oeste de la falla de Jambelí.

Formación Puná (Pl_{Pu}) (Plioceno): En la parte oriental de la Isla Puná dentro de esta Hoja, la litología predominante de la Formación Puná (Miembro Placer) corresponde a lutitas amarillas plomas y chocolates con intercalaciones de areniscas calcáreas, limos, arenas y conglomerados. El espesor de las capas aflorantes es de 200m, pero al Sur de la Formación sobrepasa los 1000m (Hoja Isla Puná (18)). Pilsbry y Olsson (1941) determinaron para los moluscos de la Formación una edad pliocénica.

Formación Tablazo (Q_T) (Pleistoceno): Yace en discordancia sobre las Formaciones terciarias; está compuesta de conglomerados, arcillas y areniscas. En esta Hoja desaparecen en su totalidad los bancos calcáreos que son característicos de la Formación en otras áreas. La potencia se estima entre 10 y 60m.

Terrazas (1-2) (Pleistoceno): En las cercanías de Shumital se observan grandes terrazas de dos niveles, constituidas de areniscas y conglomerados flojamente compactados y muy erosionados.

Depósitos Aluviales (Holoceno): Comprenden gran parte de la zona y contienen una gran cantidad de sedimentos constituidos por materiales erosionados y arrastrados de las montañas adyacentes y morfológicamente están conformando conos de deyección. La potencia de los depósitos aluviales puede estimarse en unos 200m.

INTRUSIVOS

Las rocas intrusivas son mayormente granodioritas; fueron intruidas dentro de las rocas de la Formación Macuchi durante el Terciario Inferior. Se encuentran localizados al lado oriental de la Hoja.

ESTRUCTURA

La zona está atravesada por dos grandes fallas de dirección SE-NW, que han provocado el hundimiento de la zona NNW debido a una intensa actividad tectónica, circunstancia que ha dado lugar a la aparición del graben de Jambelí; al Oeste se ha permitido la sedimentación terciaria marina en la Cuenca de Progreso.

HISTORIA GEOLÓGICA

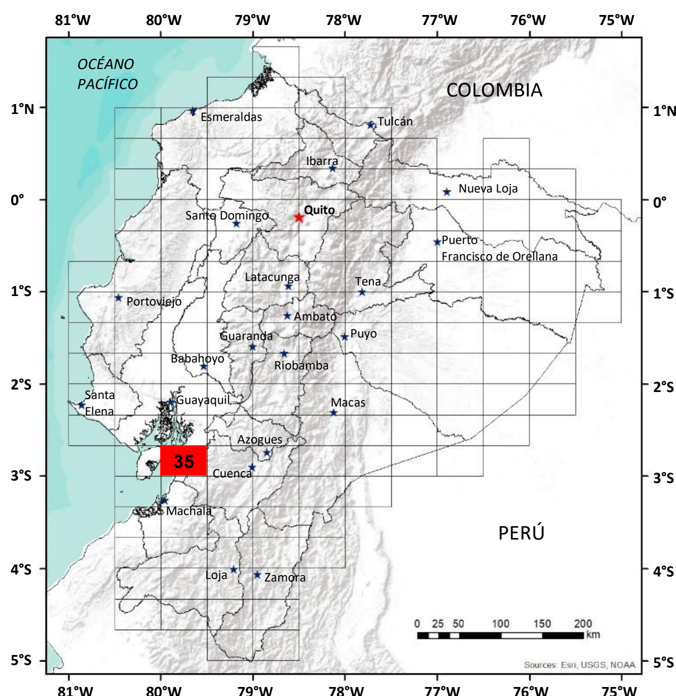
Los volcánicos y volcano-sedimentos de la Formación Macuchi se formaron en el Cretáceo y fueron intruidos por rocas graníticas. En el Oligoceno y Mioceno se depositaron los sedimentos de las Formaciones Tosagua y Progreso, al Oeste de la Falla Jambelí. En la Isla Puná se inicia la depositación de los sedimentos de la Formación Puná en el Plioceno; posteriormente en el Pleistoceno se deposita la Formación Tablazo que cubre parte de las Formaciones anteriores. Depósitos aluviales cuaternarios cubren gran parte de las rocas antiguas.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las rocas ígneas pueden ser utilizadas como lastre o ripio en la construcción de carreteras. Existen pocos indicios de minerales sobre toda el área. En lo relacionado a aguas subterráneas existe un proyecto en marcha (Naranjal-Río Siete) para la explotación de los acuíferos en la zona.

REFERENCIAS

PILSBRY H. A. & OLSSON A. A. (1941) A Pliocene fauna from Western Ecuador. Proc. Acad. Nat. Sci. Philad., 93.



HOJA GEOLÓGICA-35
NARANJAL (TENGUEL) (2017)

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se ubica en las estribaciones occidentales de la cordillera Occidental meridional, incluyendo parte de las provincias de Guayas y Azuay. Cubre una superficie aproximada de 2000 km^2 y el acceso principal es la carretera Panamericana entre Guayaquil y Machala. El área incluye parte de la isla Puná en el golfo de Guayaquil, a la cual se accede por vía marítima atravesando el canal de Jambelí desde Posorja del cantón Guayaquil hasta Bellavista, al noroeste de la isla. La topografía es variable desde la llanura costera que en esta región es una estrecha franja entre el borde marítimo y las estribaciones abruptas de la cordillera Occidental, donde alcanza alturas de hasta 2400 msnm.

GEOLOGÍA

La cordillera Occidental está conformada por un basamento de bloques oceánicos alóctonos que se acrecionaron contra el margen de la placa Sudamericana durante el Cretácico tardío. Este basamento está conformado por la Unidad Pallatanga hacia el suroeste y alrededor de la zona de El Carmen de Pijilí, los basaltos se encuentran formando cornubianitas (hornfels) por efecto del metamorfismo de contacto con el batolito de Chaucha (Dunkley y Gaibor, 1997).

En trabajos previos se cartografió en el área a la secuencia sedimentaria de la Formación Yunguilla (Dunkley y Gaibor, 1997) y rocas volcánicas de la Formación Macuchi (DGGM, 1975).

Cabe destacar que las rocas del arco insular Macuchi del Paleógeno han sido cartografiadas solamente al norte de la falla Pallatanga que se extiende desde el golfo de Guayaquil hacia el norte (Hughes y Pilatasig, 2002). Las turbiditas encontradas y previamente asignadas a la Formación Yunguilla tienen facies que corresponden a ambientes distintos, razón por la cual han sido redefinidas en la zona cartografiada.

Discordante sobre el basamento oceánico se disponen secuencias sedimentarias marinas, pertenecientes al Grupo Angamarca del Paleógeno, que incluyen sedimentos turbidíticos con intercalaciones de tobas y cenizas que implican que la actividad volcánica inició poco antes del acoplamiento del arco Macuchi (Dunkley y Gaibor, 1997). Por otro lado, asociados con eventos tectónicos regionales, entre los sectores de Bucay y Naranjal, se encuentran dos lineamientos que se extienden a través de la llanura costera de la isla Puná en el golfo de Guayaquil (Deniaud y otros, 1999; Deniaud, 2000), asociadas con la zona de falla Zambapala como la continuidad de la falla Pallatanga (Dumont y otros, 2005) y de cuya tectónica se ha originado dentro de la isla Puná una megasecuencia de sedimentos que se componen de las formaciones Puná y Tablazo, depósitos del Holoceno-Pleistoceno que registran la etapa de abertura del golfo de Guayaquil (Deniaud, 1998).

LITOESTRATIGRAFÍA-CORDILLERA OCCIDENTAL

Unidad Río Frío (K_{Rf}) (Cretácico): Incluida anteriormente en la Unidad Pallatanga, se redefinen como pequeños cuerpos que afloran como colgajos en el borde occidental del extenso intrusivo que forma las estribaciones cordilleranas, principalmente en los sectores de Luz y Guía al margen derecho del río Frío (UTM: 655310E; 9687579N) y al sur de Shumiral (UTM: 647 063E; 9 668 462N). Se compone de hornblenditas negras, ligeramente serpentinizadas, producto de la uralitización de rocas basálticas y gabros, probablemente exhumadas por un sistema de fallas con dirección NO-SE. Localmente se identificaron serpentinitas de color verde-azulado, afectadas por cizallamiento a lo largo de fallas con sentido E-O. En el levantamiento geológico realizado por la CODIGEM-BGS (1997) reportaron una muestra de anfibolita (UTM: 663150E; 9684135N). En el presente estudio basado en correlaciones estratigráficas, se interpreta a esta unidad como parte de la raíz del basamento oceánico definido en trabajos previos como Unidad Pallatanga, sobreyaciendo rocas intrusivas jóvenes que la intruyeron a lo largo del área de estudio.

En el presente trabajo, geoquímica de roca total realizada a una muestra, establece afinidad con rocas de tipo MORB-E (P), acompañada de una importante anomalía positiva en plomo con respecto al manto primitivo, posiblemente derivada de sedimentos marinos según White (2003). La edad propuesta para la presente unidad es Cretácico superior, relacionada con la edad establecida por Vallejo (2007) en U/Pb de 87.10 ± 1.66 Ma para cuerpos gabroicos de la Unidad San Juan, interpretada como la edad de cristalización del basamento máfico de la Unidad Pallatanga.

Unidad Pallatanga (K_{Pa}) (Cretácico): (McCourt y otros, 1997). Aflora principalmente al sureste de la zona de estudio, a lo largo de la vía que conduce al poblado El Carmen de Pijilí (UTM: 660184E; 9674730N y 661700E; 9672343N) y en los sectores de La Florida y Shumiral (UTM: 652716E; 9670525N y 651348E; 9670440N). Se constituye de basaltos gris oscuros, afaníticos, silicificados, generalmente muy diaclasados y ocasionalmente con estructuras de pillow lava, como también con vetillas finas de prehnita. Esporádicamente se identificaron hialoclastitas con apariencia de brechas por su alto contenido fragmentado de clastos angulares y tamaños centimétricos. En el presente trabajo, geoquímica de roca total realizada a dos muestras, poseen patrones con rocas de afinidad tipo N-MORB relacionadas con un piso oceánico, como también anomalías negativas de cerio, probablemente relacionadas con la presencia de agua de mar. No existe evidencia precisa de su relación estratigráfica con otras unidades, sin embargo, se la interpreta como la sucesión basáltica de lavas y diques sobreyaciendo a las rocas básicas de la Unidad Río Frío. La edad propuesta por Vallejo (2007) para esta unidad es del Cretácico superior en 87.10±1.66 Ma., obtenida de dataciones U/Pb en zircones para cuerpos gabroicos de la unidad San Juan.

Unidad Minas Santa Rosa (K_{Ms}) (Cretácico): Definida en el presente trabajo por los afloramientos tipo en la vía que conduce al poblado El Carmen de Pijilí (UTM: 662196E; 9672178N), en la margen derecha del río Gala (653317E; 9668653N) y entre los sectores de Santa Teresa y San Pedro (UTM: 660764E; 9669900N, y 659769E; 9669256N).

Consiste de sedimentos silíceos principalmente cherts de color pardo a rojizo, acompañados por nódulos silíceos centimétricos, presencia de radiolarios y localmente plegados con leve estratificación. Se considera a esta unidad como sedimentos pelágicos en la corteza oceánica y cuya edad sería equivalente a la de la Unidad Pallatanga del Cretácico superior.

Unidad Florida Alta (Pc_{Fa}) (Paleoceno): Anteriormente cartografiada como Unidad Yunguilla y redefinida en el presenta trabajo, se ubica al este del poblado La Florida, donde los afloramientos tipo se restringen a las márgenes del río Las Juntas (UTM: 657496E; 9671405N y 657823E; 9671797N). Se compone de rocas sedimentarias principalmente grauvacas limosas pardas y verdosas con aporte de material volcánico basáltico y sedimentario de chert, intercalados con capas de limolitas pardas a rojizas por su contenido de material ferruginoso. Esta unidad es interpretada como relleno de una cuenca oceánica en el paleoceno, posterior a la acreción de los terrenos volcánicos al continente y depositada discordante sobre las unidades Minas Santa Rosa y Pallatanga. La edad propuesta para esta unidad es Paleoceno por su relación estratigráfica con las unidades del basamento oceánico.

Unidad El Aromo (EEa) (Eoceno): Discriminada en el presente trabajo del Grupo Angamarca Indiferenciado de Hughes y Bermúdez (1997). Se la ha cartografiado como una franja con dirección NE a lo largo de la estribación occidental de la cordillera al sureste del poblado de Naranjal, principalmente en los sectores de El Aromo (UTM: 650893E; 9698639N) y Estero Macharé (UTM: 653958E; 9700573N), mientras al suroeste, en la vía que conduce a los poblados de San Pedro hasta San Jacinto (UTM: 657446E; 9668407N), se localizan pequeños afloramientos. Está constituida por una importante secuencia de sedimentos turbidíticos formados por areniscas limosas grises a pardas con estratificación cruzada y bioturbación, intercaladas con niveles finos de limolitas amarillentas a pardas, conteniendo restos de plantas y radiolarios. Ocasionalmente se observan niveles tobáceos muy finos de color gris claro. La unidad se interpreta como una facies de abanico submarino en una cuenca intra-oceánica, con aportes continentales probablemente productos de la erosión de la Cordillera Real exhumada por la acreción del terreno oceánico al continente. La edad propuesta para la presente unidad es Eoceno Tardío, relacionada con la edad de la Unidad Angamarca Indiferenciado reportada por Dunkley y Gaibor (1997) en un flujo de cenizas de toba dacítica intercalada con sedimentos turbidíticos en el sector de Guamampata (UTM: 721250E; 9768834N), cuya edad de trazas de fisión obtenida es de 37.8 ± 3.5 Ma.

Unidad San Miguel de Naranjal (E_{Sn}) (Eoceno): Definida en el presente trabajo y discriminada del Grupo Angamarca Indiferenciado de Hughes y Bermúdez (1997). La unidad se encuentra distribuida en el borde occidental del extenso cuerpo intrusivo del área de estudio, como una franja de dirección NE aflorando principalmente en los sectores de San Miguel en ambos márgenes del río Amazonas (UTM: 653281E; 9694814N), en la Cooperativa Primero de Agosto (UTM: 647971E; 9693976N) y además de presentarse en forma de techos colgantes en los poblados de Santa Cruz y Cerro Pan de Azúcar (UTM: 661714E; 9695349N; 663776E; 9691480N). Litológicamente está constituida de areniscas y sedimentos finos silicificados, afectados por metamorfismo de contacto que generan cuarcitas masivas gris oscuras, metareniscas y esporádicamente hornfels. Esta unidad ha sido interpretada como una secuencia clástica depositada en una zona poco profunda, sobreyaciendo discordante a la Unidad El Aromo y afectada en gran parte por metamorfismo de contacto producido con el intrusivo. La edad propuesta para dicha unidad es Eoceno tardío, similar a la reportada por Dunkley y Gaibor (1997) para el Grupo Angamarca Indiferenciado.

Volcánicos Rosa de Oro (M_{Ro}) (Mioceno): Discriminada en el presente trabajo de lo inicialmente cartografiado como rocas volcánicas pertenecientes al Grupo Saraguro (Hughes y Bermúdez, 1997). Los volcánicos se presentan al sureste del área de estudio sobre los 1200 msnm, aflorando principalmente en los sectores Rosa de Oro (UTM: 664242E; 9674281N) y Cebadas (UTM: 666793E; 9668414N).

Se encuentra constituida por lavas de composición intermedia a básica (andesitas y andesitas basálticas), generalmente de textura porfirítica. Adicionalmente, se pueden observar localmente tobas gris oscuras de composición dacítica. Se interpreta a esta unidad como parte de un complejo volcánico que se extiende más hacia el este y al sur, formando cuellos volcánicos muy pronunciados, posteriores a la generación de los cuerpos intrusivos granodioríticos y sobreyaciendo discordante a las unidades del basamento. En el presente trabajo, geoquímica de roca total realizada a tres muestras de la presente unidad, exhiben una misma tendencia con petrogénesis común y evidente enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), características distintivas de rocas relacionadas con un arco calco- alcalino, evidenciando con respecto al manto primitivo la presencia de anomalías de niobio, tantalio y titanio, derivados de un magmatismo de subducción, además de fuertes anomalías como las de zircón y plomo, relacionadas a fraccionamiento de fases minerales que incorporan zircón en su cristalización. La edad propuesta para esta unidad es Mioceno superior por su relación estratigráfica con las unidades adyacentes de Pallatanga y cuerpos intrusivos.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos de abanico aluvial (Q_{Aa}) (Cuaternario): Estos depósitos se ubican en el piedemonte de la cordillera, formando morfológicamente conos de deyección de hasta dos generaciones, dominando una vasta extensión del área de estudio. Se encuentran acumulados a lo largo y en las terminaciones de los principales drenajes que provienen de la cordillera, alrededor de los sectores de Guarumales (UTM: 666804E; 9701516N), San Luis (UTM: 656400E; 9681768N) y Shumiral. Los depósitos están conformados por bloques métricos y decimétricos, redondeados y subangulosos de roca intrusiva, basáltica y areniscas soportados en una matriz arcillosa-arenosa de color amarillenta. Gran parte de dichos depósitos provienen de rocas del basamento oceánico, como también de rocas intrusivas jóvenes en varias generaciones durante el Pleistoceno y el Holoceno.

Depósitos de Llanura Aluvial (Q_{La}) (Cuaternario): Los depósitos están presentes en los valles fluviales de los principales drenajes, formando planicies muy extensas que alcanzan la línea de costa desde los poblados de Naranjal hasta Balao (Tenguel). Los depósitos están compuestos generalmente de arcillas, limos, arenas y en menor proporción bloques centimétricos de roca.

Depósitos coluviales (Q_C): Depósitos de caída de diferente magnitud son observados en toda la zona, pero son significativos en el sector de Estero Agua Sucia, aledaño al poblado. La Florida (UTM: 654883E; 9672590N). El material coluvial está compuesto por bloques angulosos a subredondeados de tamaños decimétricos, dominada por clastos de composición heterogénea (basaltos, brechas andesíticas, rocas subvolcánicas y sedimentos finos), soportados en una matriz arcillosa de color anaranjado.

Depósitos aluviales (Q_A) (Cuaternario): Los aluviales se restringen a los márgenes de los principales drenajes provenientes de la cordillera, principalmente en las márgenes de los ríos Chaucha (UTM: 663117E; 9680231N), Frío (UTM: 658341E; 9688247N) y Chacayacu (UTM: 658369E; 9703109N) acarreando material compuesto de rodados basálticos, intrusivos y sedimentarios.

LITOESTRATIGRAFÍA-ISLA PUNÁ

Miembro Placer (PL_P) (Plioceno): Considerada como un miembro de la Formación Puná por Bristow y Hoffstetter (1977), el Miembro Placer se presenta como una pequeña franja de dirección NE a lo largo del margen oriental de la isla Puná, aflorando en los sectores de El Placer (UTM: 612000E; 9689749N), Manglecito (UTM: 615381E; 9692090N), y cerca del poblado Puná Nueva (UTM: 621325E; 9697006N).

Constituido por grauvacas y areniscas color ocre de grano medio a fino, estratificadas subhorizontalmente e intercaladas con capas centimétricas de limolitas igualmente ocres, acompañadas esporádicamente de aglomerados y tobas grises con líticos volcánicos de composición basáltica y andesítica. Se la interpreta como parte de la sedimentación depositada en una de las etapas de apertura del golfo de Guayaquil en las cuencas de Jambelí y Posorja y sobreyaciendo a la Formación Progreso. Basándose en los estudios bioestratigráficos realizados por Ordóñez (1991) dentro del golfo de Guayaquil (en Deniaud, 2000), se propone una edad pliocénica.

Formación Tablazo (Pl_T) (Pleistoceno-Actualidad): Nombre aplicado a las terrazas marinas del Perú, usado por extensión en el Ecuador por Tschopp (1948), aflora al noreste de la isla Puná presentándose en forma de llanuras aluviales que forman terrazas hacia los bordes de la isla. Las facies Tablazo son parte de una plataforma interna restringida al levantamiento de Santa Elena (GEMS y PETROECUADOR, 2007), constituida por areniscas y limolitas poco consolidadas, formando parte de los sedimentos más jóvenes del golfo de Guayaquil y yaciendo discordante sobre las formaciones del Neógeno. Según estudios de palinomorfos realizados por Martha Ordóñez para esta Formación, fueron datados del Pleistoceno superior – actualidad (en Deniaud, 1998).

ROCAS INTRUSIVAS.

Granodiorita (G^{Gd}): Inicialmente fue cartografiada como parte del batolito de Chaucha por Pratt y otros (1997). Las granodioritas se encuentran aflorando extensamente a lo largo de las estribaciones occidentales de la cordillera en la parte oriental de la Hoja geológica. Los principales afloramientos se localizan al sureste de los poblados de Naranjal, Santa Cruz (UTM: 658666E; 9700256N), El Carmen de Pijilí (UTM: 664393E; 9671942N) y Paguancay (UTM: 665150E; 9669047N). Las rocas presentan textura holocristalina con abundante biotita y hornblenda.

En los sectores de Aguas Calientes y Río Frío (UTM: 656864E; 9687676N) se registran granodioritas con bajo grado de meteorización caracterizadas por la presencia de cuarzo azul. Las granodioritas se encuentran intruyendo a las unidades del basamento oceánico y gran parte de las secuencias turbidíticas eocénicas, generando metamorfismo de contacto. En el presente trabajo, geoquímica de roca total realizada a ocho muestras, poseen afinidad con un ambiente de arco volcánico calco-alcalino debido a su claro enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), exhibiendo anomalías importantes con respecto al manto primitivo en niobio y tantalio, acompañadas por anomalías moderadas para titanio, siendo estas anomalías características de los magmas derivados por la subducción, relacionados con la fusión de la cuña del manto según Gill (2010). La edad propuesta para estas rocas es de Mioceno Medio – Superior, basados en las edades obtenidas por Muller – Kahle y Damon, (1970) en K/Ar de 9 Ma y Snelling (1969) de 12 Ma (en Duque, 2000).

Diorita (D^D): Diferenciadas en el presente trabajo, se presentan como pequeños cuerpos localizados al oeste del poblado El Carmen de Pijilí (UTM: 662770E; 9672072N) y en el sector Rosa de Oro (UTM: 664454E; 9674740N). Poseen una textura holocristalina, levemente silicificadas y cloritizadas. Se interpreta que las dioritas se encuentran intruyendo a los basaltos de la Unidad Pallatanga y a las granodioritas, colocándolas en el Mioceno superior como cuerpos más jóvenes.

Granito (G^G): Diferenciados en el presente trabajo, se las ha identificado como pulsos magmáticos jóvenes de composición ácida, expuestos al norte del sector La Iberia entre el estero Tres Hermanos y el río Chaucha (UTM: 665475E; 9681719N), donde afloran granitos de textura holocristalina, con tamaño de grano variable, muchas veces presentando textura similar al de una aplita, ligeramente silicificados y con presencia importante de biotita y anfíboles. Estos cuerpos pueden ser considerados de edad Mioceno Superior.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El dominio estructural predominante en el área estudio se encuentra principalmente al extremo occidental en el noreste de la isla Puná, influenciada especialmente por la prolongación de la falla Pallatanga, la cual es observada como lineamientos paralelos con dirección NE-SO que atraviesan el golfo de Guayaquil y a lo largo de la isla Puná hasta dirigirse a la fosa oceánica, delineando dos pequeñas cordilleras alargadas con poca elevación que poseen la misma dirección y que se hacen más evidentes al suroeste de la isla, definiendo la denominada zona de falla Zambapala-Lechuza, la cual es la continuación de la falla regional Pallatanga y que sugiere de acuerdo a la morfología un pop-up a lo largo de una estructura en flor con sentido dextral (Dumont y otros, 2005). Al borde oriental de la isla Puná, dentro del canal de Jambelí, existe el sistema de despegue Jambelí cuyas estructuras se encuentran dominadas por la falla Puerto Balao de dirección NE-SO y que exhibe una compleja geometría, marcando el límite sur de la mayor subsidencia en el Pleistoceno temprano de la cuenca de Jambelí (Witt y otros, 2006).

Una importante expresión estructural dentro del continente denominada en este trabajo como El Venado, se extiende desde el sector Jaime Roldós hasta La Iberia, presentándose en varios segmentos con dirección NO-SE bordeando al intrusivo, limitándolo del cono aluvial del río Chaucha con cinemática inversa, dando lugar a la exhumación de fragmentos del basamento oceánico representado por la Unidad Río Frío, además de controlar los buzamientos de los estratos en las unidades El Aromo y San Miguel de Naranjal que convergen al SSO.

Al extremo sur del área de estudio, la presencia de la falla denominada en este trabajo como Río Chico, contrasta con las demás estructuras debido a su tendencia predominante E-O, probablemente de cinemática normal, se encuentra afectando a la Unidad Pallatanga y rocas intrusivas evidenciado en el intenso fracturamiento, además de afectar a un lente de serpentinitas de la Unidad Río Frío que exhibe estructuras sigmoidales con movimiento sinistral, posiblemente generadas en una zona de cizallamiento importante anterior al desarrollo de la Falla Río Chico. Dicha estructura a su vez puede ser relacionada con la tendencia E-O que poseen otras estructuras a lo largo del camino que conduce a El Carmen de Pijilí, asociadas con la mineralización en vetas de cuarzo.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Según varios autores el basamento de la cordillera Occidental está formado por rocas oceánicas cretácicas de piso oceánico tipo MORB, de plateau oceánico y de arco insular, que han sido parcialmente discriminadas en ciertas regiones o agrupadas de manera general en la Unidad Pallatanga. Para el caso de la zona de estudio se considera que las unidades Río Frío, Pallatanga y Minas Santa Rosa forman parte de una secuencia ofiolítica acrecionada al continente en el Cretácico tardío.

Posteriormente, durante el Paleoceno-Eoceno se depositan sedimentos de las unidades Florida Alta, El Aromo y San Miguel de Naranjal probablemente en una cuenca intra-arco coetánea con el desarrollo del arco insular Macuchi. Estas unidades que han sido regionalmente incluidas en el Grupo Angamarca tienen facies con aportes derivados del continente. En el Eoceno Tardío se propone un nuevo evento de acreción para el arco Macuchi, proceso que genera tasas importantes de exhumación de la cordillera Real (Spikings y otros, 2001).

A partir del Oligoceno y durante todo el Neógeno se desarrolla el arco volcánico continental que se expresa con intrusivos calco-alcalinos de magnitud, como el que intruye gran parte del basamento oceánico y a las Unidades El Aromo y San Miguel de Naranjal; y con productos volcánicos representados por la Unidad Rosa de Oro.

En el Plioceno la apertura del golfo de Guayaquil presenta una dinámica importante donde inicia una etapa de sedimentación sobre las cuencas de Jambelí y Posorja, controladas por sistemas de despegue (detachment) (Witt y otros, 2006), dando lugar a la depositación del Miembro Placer y la Formación Tablazo a partir del Plioceno hasta la actualidad.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El mayor prospecto minero en la región es el denominado pórfido cuprífero de Chaucha, cuya mineralización ocurre en los bordes de las principales intrusiones del batolito, originando brechas hidrotermales, vetillas y diseminaciones asociadas con las zonas de alteración potásica, fílica, argílica, silícica y propilítica (Williams y otros, 1997). El sector de El Carmen de Pijilí (UTM: 664350E; 9672135N) ha sido el centro más importante de minería artesanal de oro dentro del área de estudio (CODIGEM-BGS, 1997), donde la mineralización ocurre en vetas de cuarzo polimetálicas emplazadas en la Unidad Pallatanga, las mismas que son explotadas en numerosos trabajos pequeños, destacándose el de una mina abandonada (UTM: 661750E; 9671835N). Las vetas son periféricas al contacto con dioritas y granodioritas del batolito Chaucha, en encajante de basaltos transformados en corneanas por metamorfismo de contacto y en sedimentos silíceos con fuerte silicificación.

En el presente trabajo la mineralización fue observada principalmente en el área de El Carmen de Pijilí, en vetas polimetálicas emplazadas según estructuras de rumbo E-O que atraviesan las unidades del piso oceánico. En el mismo sector, en el margen derecho del río Aguas Ricas, la silicificación, el brechamiento hidrotermal y diseminaciones se intensifican a los bordes del intrusivo que afecta a la Unidad Pallatanga.

Dioritas y bloques rodados de gabros con importante mineralización de sulfuros fueron observados a lo largo del estero Tres Hermanos en el sector de Agua Caliente. Similares características presentan hornblenditas de la Unidad Río Frío en el sector de Luz y Guía con pirita diseminada en la roca. En el margen derecho del río Las Juntas existen rodados de roca intrusiva, basáltica y sedimentos de limolita turbidítica algo skarnificados, con presencia de sulfuros diseminados y óxidos de hierro. Una muestra colectada en el presente trabajo de limolita silicificada en el margen derecho del río Las Juntas (UTM: 654095E; 9669131N), reporta valores de 0.011 ppm Au, 7.186 ppm Ag y 262.1 ppm Cu. Igualmente, en el sector de Bella Aurora se observaron basaltos con gran cantidad de sulfuros diseminados, probablemente relacionados con mineralización a lo largo de una falla con sentido NO-SE que afecta a la roca, ocasionando brechamiento mineralizado.

Además, en el sector 11 de agosto, dentro de la zona de contacto entre los sedimentos de la Unidad San Miguel de Naranjal y las granodioritas que la intruyen, se han observado bloques centimétricos skarnificados con presencia de especularita? y turmalina, y afloramientos locales con presencia de malaquita, limonita y arcillas.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Léxique Stratigraphique. Amérique Latine, 2e. edición (Fas. 5 a2), pp. 410.

CODIGEM-BGS. (1997) Mapa Geológico de la Cordillera Occidental entre 2° - 3° S. Mapa Geológico, Ministerio de Energía y Minas.

DENIAUD Y. (1998) Evolución tectono-sedimentaria de las cuencas costeras neógenas del Ecuador. Convenio PETROPRODUCCIÓN/O.R.S.T.O.M., pp. 74.

DENIAUD Y. (2000) Enregistrements Sédimentaire Et Structural De L'évolution Géodynamique Des Andes Equatoriennes Au Cours Du Néogène : Etude Des Bassins D'avant-Arc Et Bilans De Masse. Phd THESE, 157.

DENIAUD Y., BABY P., BASILE C., ORDOÑEZ M., MONTENEGRO G., y MASCLE G. (1999) Ouverture et évolution tectono-sédimentaire du golfe de Guayaquil: bassin d'avant-arc nèogéne et quaternaire du Sud des Andes équatoriennes. (S. d. C. R. Acad. Sci. Paris, Ed.) Tectonics (No. 328), pp. 181-187.

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA y MINAS (1975) Mapa Geológico de Tenguel escala 1:100000. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.

DUMONT J. F., SANTANA E. & VILEMA W. (2005) Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador). Geomorphology 65 (No. 65), pp. 223-239.

DUNKLEY P. & GAIBOR A. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°00´ and 3°00´. (CODIGEM-BGS, Ed.) Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Informe No. 2, pp. 176.

DUQUE P. (2000) Breve léxico estratigráfico del Ecuador (1ra. edición ed.). Quito-Ecuador.

GEMS y PETROECUADOR. (2007) Evaluación de los Sistemas Petrolíferos de las cuencas del Suroeste del Litoral Ecuatoriano. Informe final, Bogotá.

GILL R. (2010) Igneous Rocks and Processes. London: Wiley- Blackwell.

HUGHES R. & BERMÚDEZ R. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00´ and 1°00´S. (CODIGEM-BGS, Ed.) Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Informe No. 4, pp. 97.

HUGHES R. A. & PILATASIG L. F. (2002) Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. Tectonophysics, v. 345, pp. 29-48.

McCOURT W., DUQUE P. &PILATASIG L. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1°00' and 2°00´S. (CODIGEM-BGS, Ed.) Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Informe No. 3, pp. 150.

PRATT W. T., FIGUEROA J. & FLORES B. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00´ and 4°00´. (CODIGEM-BGS, Ed.) Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Informe No. 1, pp. 96.

SPIKINGS R., WINKLER W., SEWARD D. & HANDLER, R. (2001) Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters (No. 186), pp. 57-73.

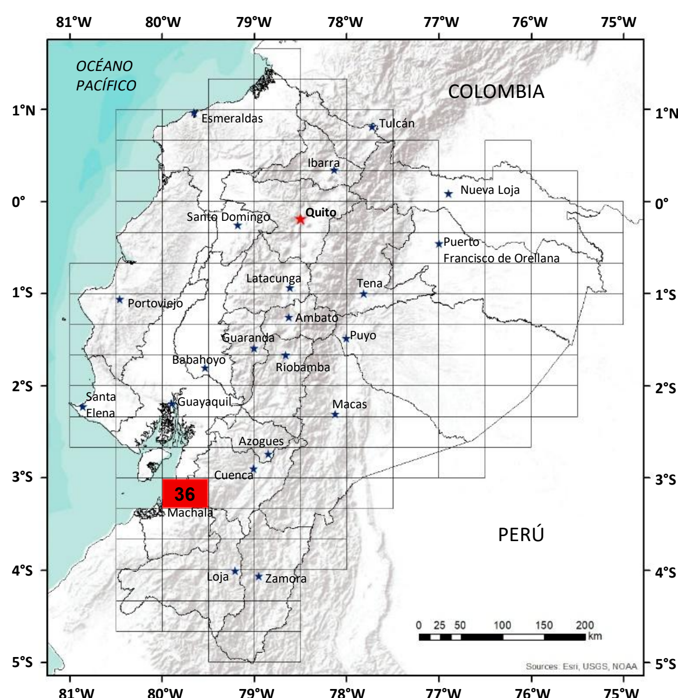
TSCHOPP H. J. (1948). Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Ass. Suisse Geol. Ing., 15(N° 48), pp. 14-45.

VALLEJO C. (2007) Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (late Cretaceous-Paleogene). (S. F. Zürich, Ed.) Doctoral Thesis, ETH No. 17023, pp. 215.

WHITE W. M. (2003) Geochemistry. (I. M. (IMWA), Ed., y L. A. Alonso Matilla, Trans.) Valencia.

WILLIAMS T. M., GAIBOR A. & DUNKLEY P. N. (1997) Geochemical reconnaissance survey of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°00 and 3°00 south. (CODIGEM-BGS, Ed.) Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Informe No. 7, pp. 130.

WITT C., BOURGOIS J., MICHAUD F., ORDÓÑEZ M., JIMÉNEZ N., y SOSSON M. (2006) Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. TECTONICS, v. 25 (TC3017), pp. 22.



HOJA GEOLÓGICA-36
MACHALA (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Machala está ubicada al Suroeste del país; comprende una zona montañosa de las estribaciones de la Cordillera Occidental y una zona plana y baja de la parte costanera. Ésta última está cruzada por muchos carreteros de verano, no así la parte alta, donde la accesibilidad es reducida y a la cual se puede penetrar sólo a pie o en acémilas. El clima varía desde cálido en el litoral hasta frío de montaña y páramos en la Sierra. En la costa se extiende la temporada lluviosa desde enero a junio. En la Sierra es normal que las lluvias se presenten a lo largo del año. La vegetación en general es exuberante y está condicionada por el clima, la humedad y la altura.

GEOLOGÍA

Afloran rocas que varían en edad desde el Paleozoico inferior hasta el Holoceno. Se han establecido tres secuencias mayores: un basamento metamórfico en el Sur, una secuencia de lavas (básicas a intermedias), piroclástico y volcano-sedimentos marinos de un arco-isla cretácico; y rocas volcánicas jóvenes.

Serie Tahuín (Pzc) (Paleozoico inferior): Esta serie fue reconocida inicialmente por Kennerley (1973) y dividida en dos unidades: los Esquistos Capiro y los Gneises San Roque. Posteriormente (1975) Feininger propuso para la misma el nombre de “Grupo” Tahuín, dividido en cinco unidades: Lutitas, limolitas y areniscas esencialmente no metamórficas; cuarcitas y filitas o esquistos; gneis fino-granular; gneis migmatita de grano medio a grueso; anfibolita. En el límite Sur de la Hoja afloran rocas correlacionadas con los Esquistos Capiro, pues son una secuencia constituida por esquistos micáceos meteorizados, esquistos cuarcíticos y cuarcitas. Estas rocas forman parte del basamento al Sur y son fácilmente visibles en el cauce del Río Jubones, al Sur de la gran Falla de Jubones. Al Este se encuentran intruidas por un cuerpo granodiorítico y cubiertas por volcánicos terciarios.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo). Está constituida por lavas andesíticas y basálticas de color gris verdoso y obscuro (79°42’ W, 3°2’S), interestratificadas con tobas, areniscas y limolitas volcánicas; también se encuentran diabasas de color verdoso obscuro con estructura ofítica y de transición gabroica. En los Ríos Iñán y Gala (Chancay), al Norte de la Hoja, en el límite con la Hoja Tenguel (35), estas diabasas son de grano fino y parecen manifestar alguna recristalización. En el Río Muyuyacu (79°40’ W, 3°18’S) afloran rocas básicas brechosas, incluidas en esta Formación. Cerca de Quero, en el lado norte del Río Jubones (79°40’W, 3°19’S), las rocas volcánicas submarinas que aflora allí han sido correlacionadas con la Formación Macuchi; esas rocas contienen espilita, jaspe y epidota. En La Unión (79°37’ W, 3°19’S) las andesitas están cortadas por diques pequeños de basaltos finos. Al Este de Ponce Enríquez (79°43’ W, 3°03’S) se localizan lavas andesíticas porfiríticas sulfídicas, con rumbos aproximados norte-sur y probable buzamiento hacia el Oeste.

Formación Celica (K_C) (Cretáceo): Está también constituida de lavas andesíticas de color verde, homogéneas y masivas, de matriz afanítica, sin silicificación. Es común la andesita porfirítica y se presentan brechas y tobas, pero no se encuentran sedimentos marinos. No se conoce el espesor de la Formación; su edad es incierta, pero se cree que se extiende a través del Cretáceo y representa parte de una acumulación de volcánicos, mayormente continentales, sobre el basamento paleozoico del Sur del Ecuador. Rocas incluidas en esta Formación afloran solamente en dos pequeños cuerpos en la zona de La Florida, esquina Suroriental de la Hoja.

Cuerpo Básico de la Cadena (BC) (?Cretáceo Superior): Son rocas volcánicas básicas (basaltos), con matriz generalmente afanítica y cristales muy poco desarrollados, con piroxenos y cierta cantidad de plagioclasas. Se depositan en forma de derrames y con marcada estructura columnar hexagonal. No se han realizado dataciones radiométricas, por lo que se desconoce su edad, pero por su posición estratigráfica se cree corresponden al Cretáceo Superior.

Volcánicos La Fortuna (VF) (?Cretáceo Superior-Terciario Inferior): Volcánicos de carácter ácido, de matriz afanítica silicificada, con cuarzo cristalino cuyo diámetro varía de 1 a 2mm; feldespatos y piroxeno alterados se ven en el sitio de La Mina de Lastre (79°44’, 3°15’S). En El Vergel, 2km al Sureste de El Guabo, se observan ignimbritas riodacíticas, tobas y conglomerados con fragmentos de rocas volcánicas ácidas.

Se presume la existencia de un centro volcánico en esta región. Su edad se desconoce, pero se tiene la certeza de que son más jóvenes que la Formación Macuchi. Con respecto a la Formación Saraguro, su relación puede ser muy cercana dada la presencia de cuarzo cristalino tanto en los volcánicos La Fortuna como en los volcánicos de esta última Formación. Se cree que corresponden al Cretáceo Superior o Terciario Inferior.

Formación Saraguro (E_S) (Eoceno): Consiste de una alternancia de lavas andesíticas y riolíticas con piroclásticos ácidos. Los piroclásticos son predominantes y están representados por tobas finas, ignimbritas y aglomerados andesíticos. En el sector de Tendales (79°31' W, 3°19'S) estos piroclásticos están bastantes erosionados y forman escarpas muy notorias. En las cercanías de Laurel (79°35'W, 3°6'S) las rocas son volcánicas y de color obscuro con presencia de pequeños clastos que le dan un aspecto brechoso, pero se nota una cierta estructura columnar. Las andesitas son de carácter intermedio y de color verdoso, muy meteorizadas, las mismas que en el sector de La Florida (79°31'W, 3°19' S) forman un gran escarpe como consecuencia de la Falla del Río Jubones. En general la Formación Saraguro tiene un buzamiento suave hacia el Suroeste. Su potencia ha sido estimada alrededor de 3000m en la Hoja de Saraguro (55).

Formación Puná (Pl_{Pu}) (Costa, Plioceno): En esta Hoja, la cobertura de depósitos superficiales no permite la clara exposición de la Formación Puná, por lo que sus contactos han sido inferidos en base a la interpretación fotogeológica. Sin embargo, su rastreo en el campo permitió determinarla en San Agustín (80°01'W, 3°30'S, Hoja de Huaquillas (20)), donde se presenta con estratificación casi horizontal. Está constituida de arcillas de color pardo a obscuro, limo y areniscas de grano fino de color claro, con evidente estratificación cruzada. Todo el conjunto está consolidado; la potencia pasa los 1000m en el Pozo Lechuza N°1 (Isla Puná).

Formación Tarqui (P_T) (Sierra, Pleistoceno): Las rocas de esta Formación se encuentran a manera de recubrimiento en la Sierra, con buzamientos muy suaves hacia el Este. Consiste de volcánicos y piroclásticos jóvenes: tobas, ignimbritas y aglomerados riolíticos o andesíticos, con flujos de lavas, alterador hidrotermalmente. Localmente se observa caolín y disyunción columnar (79°31'W, 3°14'S). En el sector de la Laguna de Narihuiña (79°32'W, 3°09'S) se observan flujos brechosos de lavas andesíticas porfiríticas fracturadas y diaclasadas, con clastos pequeños y angulosos dentro de una matriz fluidal, y desde aquí hasta Gallata (79°34'W, 3°07'S), hacia el NW de Narihuiña, puede notarse que estas lavas andesíticas brechosas descansan sobre un conglomerado volcánico con matriz vidriosa y fenocristales alterados de feldespatos, perteneciente a esta misma Formación. El espesor máximo se calcula en 1200m. Se considera esta Formación como producto de la gran actividad y efusiones volcánicas ocurridas en el Pleistoceno.

Cuaternario indiferenciado: Cubre una extensa faja costera plana que varía entre 15-20km de ancho, con un adelgazamiento a la altura del Río Pagua. Consta de arenas de granos finos, medios y gruesos cubiertas por una capa arcillosa de color rojizo amarillento. También se encuentran depósitos de gravas constituidos por cantos que varían en diámetro, dentro de una matriz arenosa semi-compactada. Se desconoce su potencia.

Terrazas (1-2) (Holoceno). Se identifican ciertas terrazas, generalmente con una leve inclinación hacia la costa, formadas al pie de la zona montañosa. En el Río Jubones se encuentran pequeñas terrazas formadas por material conglomerático, arenas y arcillas limosas. Se distinguen dos niveles por la diferencia de altitud.

Depósitos coluviales (c) (Holoceno): Se distinguen varios depósitos coluviales en las márgenes del Río Jubones. Los más importantes son el abanico coluvial de Duco-El Progreso, con un área aproximada de 20km^2, el de la Hacienda Nancy-Las Palmas y los que están al Norte y Sur de Ushcurrumi. El primero forma una enorme subplanicie cuyo material yace en forma caótica. Los coluviales de Ushcurrumi, presentan bloques de dimensiones gigantescas. Los bloques son de aglomerados volcánicos que presentan clastos variados, siendo posible encontrar clastos de rocas metamórficas.

Depósitos aluviales (Holoceno): Se encuentran rellenando los valles de los ríos actuales y están compuestos de arena y grava de cantos muy variados. Estos se desarrollan principalmente en el Río Jubones, siendo de menor escala en algunos de sus afluentes. En la franja costera, anegada durante la pleamar y emergida durante la bajamar, se encuentran arenas de distinta granulación, arcillas, limos y cienos finos, sobre las cuales se desarrollan manglares. En la esquina suroeste de la Hoja, se depositan delgadas capas blancas como salitrales.

INTRUSIVOS

Se destacan los intrusivos de Porotillos y La Soledad. El primero presenta un carácter granodiorítico, ocupa la parte media e inferior de la Quebrada de Porotillos y está en parte en contacto fallado con las rocas metamórficas del Sur del Río Jubones. El pequeño stock granítico que se extiende desde Chilca Playa hasta cerca de la quebrada San Antonio puede estar relacionado con el intrusivo de Porotillos. En el sector de la Soledad aflora un gran cuerpo granodiorítico intruyendo a las Formaciones Macuchi y Saraguro. No se han hecho dataciones radiométricas, por lo que no se conoce su edad con exactitud. Dos cuerpos dioríticos se encuentran cerca de San Antonio y un dique similar en Chiche, sigue a la Falla de Jubones.

ESTRUCTURA

El área puede ser dividida en dos provincias tectónicas: el bloque metamórfico al Sur de la gran Falla de Jubones; y el área de volcánicos y sedimentos volcanoclásticos mesozoicos al Norte. La Falla de Jubones tiene un rumbo aproximado Este-Oeste, es medianamente sinuosa, su lado hundido es el labio norte y el salto de falla ha sido estimado en el orden de varios miles de metros. Puede ser el límite norte del basamento continental paleozoico. La falla tenía un mayor efecto, poniendo los Esquistos Capiro (Paleozoico) en contacto tectónico en los volcánicos cretácicos de la Formación Macuchi. En la esquina suroriental, la Formación Saraguro está afectada con un movimiento más tardío. No hay evidencia hasta ahora de movimiento transversal a lo largo de la falla. El área de lavas y sedimentos (mesozoico-terciarios) al Norte del Jubones presenta estructuras de rumbos generalmente Noreste.

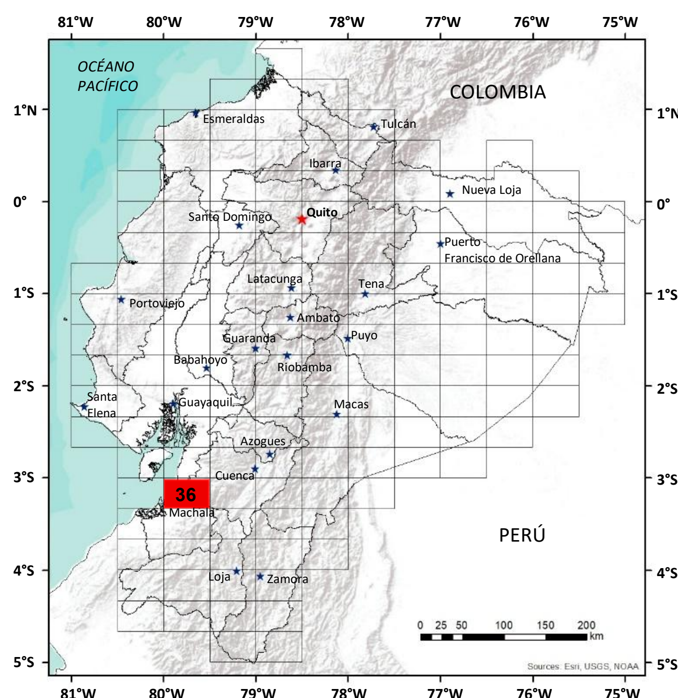
GEOLOGÍA ECONÓMICA

La única mineralización registrada en el área es las lavas andesíticas porfiríticas algo cupríferas al Este de Ponce Enríquez (79°43'W, 3°03'S).

REFERENCIAS

FEININGER T. (1975) Geología de la zona Arenillas-Puyango (Provincia de El Oro).

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province, southern Ecuador. Inst. Geol. Sci. London, Overseas Division Report N°23.



HOJA GEOLÓGICA-36 MACHALA (2014)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Geológica Machala 1:100000, cubre un área aproximada de 2050 km^2; se localiza al suroccidente del Ecuador, incluye parte de las provincias de El Oro, Azuay y Guayas. El acceso al área de estudio desde Machala se realiza por las carreteras de primer orden Machala-Pasaje-Santa Isabel y Machala-El Guabo-Camilo Ponce Enríquez. A las partes altas de la cordillera se accede ya sea a partir de P once Enríquez, Uzhcurrumi o Pucará, por carreteras de tercer orden, caminos de verano y senderos que conducen a las comunidades. Integra tres dominios geomorfológicos:

1) Dominio Marítimo, corresponde a parte del Golfo de Guayaquil, concretamente al Graven subsidente de Jambelí cuyos depósitos detríticos son tan potentes que enmascaran la transición entre corteza oceánica y corteza continental.

2) La Planicie costanera que va de los 0 m en la orilla del m ar a los 150 msnm en las estribaciones de la cordillera, donde se acumulan los depósitos de pie de monte, presenta relieve monótono, de terrazas fluviales poco desarrolladas.

3) La Cordillera Occidental va de los 150 hasta los 3800 msnm ; con relieve montañoso irregular y pendientes mayores a 30°.

GEOLOGÍA

La geología está determinada por la cordillera, refleja el control estructural tanto a nivel regional como local. Regionalmente el sistema E-O de fallas Jubones, determina la separación entre los terrenos Paleozoicos Amotape-Tahuín del basamento oceánico de la cordillera. La Cordillera, está constituida por basaltos toleíticos, peridotitas, micro-grabros, lavas almohadilladas (pillow lava) de la unidad Pallatanga. Sobreyacidas discordantemente por sedimentos marinos turbidíticos (flysh) Cretácico inferior-Paleoceno. Afloran desde el extremo este del levantamiento Narihuiña hacia el norte de la hoja, además como pequeñas ventanas de erosión directamente al norte de la falla Jubones; las unidades se encuentran recubiertas por lavas y piro-clastos del Eoceno-Mioceno incluidas en el Grupo Saraguro. El todo, intruido por plutones grano-dioríticos del Oligoceno-Mioceno. La subducción de la placa oceánica, responsable de la acreción de las ofiolitas de fondo oceánico al continente, está m arcada por estructuras regionales de rumbo NNE-SSO, representadas por el sistema de fallas Bulubulu que, constituye la separación entre los terrenos oceánicos y los terrenos continentales Chaucha.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Limón Playa (Tr_{LP}): (Feininger, T., 1978). Está ex puesta en la vía Chiche-Limón (UTM: 651 066E; 9 632 292N) en la margen sur del río Jubones. La unidad incluye rocas de medio a alto grado de metamorfismo: paragneis cuarzo feldespático con muscovita y biotita, migmatitas y granodioritas con xenolitos de protolito sedimentario. Esta unidad es considerada como equivalente al complejo Moromoro, incluido tectónicamente en el Melange Palenque del micro-cratón Amotape-Tahuín (CODIGEM-BGS, 1993). Dataciones radiométricas sobre zircones provenientes de rocas de la Unidad, le asignan edad Triásica (Noble et al., 1994). La inclusión en el Melange Palenque debió producirse durante un evento tectónico posterior, esto es en el Jurásico temprano.

Complejo Melange Palenque (J_{Pq}): (Feininger, T., 1978). La localidad tipo se ubica en el poblado de Palenque, a 6 km al suroeste de Pasaje. En la hoja Machala aflora en la margen sur del río Jubones, a lo largo de la vía Pasaje Cuenca. Está formada por filitas, esquistos semipelíticos, pizarras, esquistos cuarzo-sericíticos, cherts y eventualmente esquistos anfibolíticos (tremolita) (CODIGEM-BGS, 1993). En base a dataciones efectuadas por Feininger, T., Silberman, M.; 1982, se le asigna edad Jurásico tardío a Cretácico temprano.

Unidad Pallatanga (K_{Pa}): (CODIGEM-BGS, 1997). Aflora en la parte noroeste de la zona de investigación, en los sectores de Bella Rica–Tenguelillo, San Juan de Naranjillas, Muyuyacu, Narihuiña y como ventanas erosionales en las orillas del río Jubones, sectores de Lim ón, (UTM: 648 711E; 9 632 497N); Calayacu, (UTM: 645 299E; 9 633 423N).

La unidad contiene basaltos, doleritas, sedimentos silíceos finos (chert), serpentinas y rocas corneanas. Dataciones radiométricas por el método Sm /Nd, realizadas por (Lapierre et al., 2000), arrojan una edad de 123±13 Ma., para el gabro de la formación San Juan que aflora al suroccidente de Quito, que se interpretó como la base ultramáfica de los basaltos MOR B del Complejo Pallatanga (Mamberti, M., 2001). Según Luzieux et al., 2006, los basaltos de la unidad Pallatanga tienen 88±1.6 Ma. La edad de acuerdo con estos estudios, varía de 123 a 88 Ma.; Cretácico inferior a Cretácico superior.

Unidad Yunguilla (K_Y): (Thalmann, H., 1946). Se presenta en el sector del río Jubones, como una franja alargada de dirección E-O; en ambas márgenes del río Muyuyacu y en la falla Río P agua. Tanto al sur como en el centro-norte de la hoja, los afloramientos de Yunguilla se producen a través de fallas de carácter regional. Esta unidad incluye limolitas, lutitas y areniscas finas, color gris oscuro. Las areniscas contienen cuarzo deformado y algo de muscovita detrítica, lo que podría indicar una fuente metamórfica (CODIGEM-BGS, 1997). Al sur de la hoja, se presenta como una secuencia de calizas negras, lutitas, limolitas y areniscas; todo el paquete se encuentra altamente oxidado, plegado y fracturado por la acción que ejerce el sistema regional de fallas Jubones. Por correlaciones bioestratigráficas de los paquetes que afloran en la localidad tipo, se le asigna una edad Maastrichtiense (Sigal, J., 1969) y (Bristow, C., Hoffstetter, R .; 1977). Estudios paleontológicos, sobre foraminíferos, ratifican la edad Maastrichtiense (Wilkinson, I., 1996), (CODIGEMBGS, 2000), corroborado por Jaillard, E., 2004 que estableció la presencia de foraminíferos y bivalvos en las turbiditas calcáreas.

Grupo Saraguro ($EoMi_{S-i}$): (Baldock, J., 1982). Se extiende por todo el centro-este, desde el norte de la hoja hasta el río Jubones al sur. Descansa discordantemente sobre rocas levantadas del Cretácico superior-Terciario inferior. La potencia estimada en sectores de mayor acumulación es de 3000 m . (CODIGEM-BGS, 1998). En la zona de interés, se reconocen las unidades: Las Trancas, La Fortuna y Jubones. Los cuerpos litológicos no incluidos en estas tres unidades, se identifican como:

“Saraguro Indiferenciado”. Dentro del Saraguro no diferenciado se encuentran:

Tobas andesíticas, soldadas, verdosas, con abundante plagioclasa, anfíbol y augita (CODIGEM-BGS, 1997).

Tobas dacíticas ($EoMi_{S-Td}$), compuestas de cuarzo, feldespato, anfíboles, piroxenos, vidrio volcánico, en matriz de color marrón claro a violeta.

Tobas riolíticas ($EoMi_{S-R}$), con cuarzo, feldespato-K y plagioclasa, además de arcilla y calcita, sulfuros diseminados de malaquita y azurita, la roca está meteorizada.

Tobas brechosas, en afloramientos masivos de rocas volcano-clásticas dacíticas a riolíticas, con presencia de biotita, plagioclasa, vidrio volcánico, y anfíboles, en sectores, presentan alteración hidrotermal moderada.

Unidad Las Trancas (Ol_{LT}): (CODIGEM-BGS, 1997). La localidad tipo se ubica en Las Trancas (UTM: 660 069E; 9 652 092N), se extiende hacia el suroeste, aflora en la cuenca alta del río Margarita y cuenca media del río P agua. Se compone de tobas lapillíticas andesíticas y dacíticas, brechas tobáceas, conglomerados con predominio de clastos metamórficos, areniscas y lutitas rojas. Esta unidad es netamente sedimentaria, estratificación de rumbo E-O. Sobreyace discordantemente a la unidad Yunguilla, está subyaciendo a los volcánicos del Saraguro Indiferenciado. La posición general hacia la base del Grupo Saraguro, hace que se le asigne edad Eoceno tardío.

Unidad La Fortuna (Ol_{LF}): (CODIGEM-BGS, 1997). Se extiende desde el sector de La Enramada en el centro-este de la hoja, hacia el occidente, entre río Bonito al norte y río Jubones al sur. Afloramientos representativos se observan en Cerro Mirador; sectores de El Retiro, Cerro Colorado y Cerro Azul, en la planicie costanera afloran relictos de erosión como en El Vergel y San Antonio. Son tobas de composición riolítica, contienen únicamente cristales diseminados de plagioclasa, biotita y cuarzo. Sobreyace discordantemente a los cuerpos de Saraguro Indiferenciado, de hecho, está incluida en este cuerpo, con el que está también subyaciendo en contacto discordante. Geoquímica y petrográficamente, es similar a las tobas de la unidad Jubones, se diferencia en que la matriz de Fortuna presenta mayor cantidad de elementos finos con tex tura vitroclástica. Dataciones radiométricas mediante trazas de fisión, determinan una edad de 23,2 ±0.8Ma, es decir, Mioceno Temprano (CODIGEM-BGS, 1997).

Unidad Jubones (Mi_J): (CODIGEM-BGS, 1997). Se presenta como cuerpos aislados de poca ex tensión superficial. Una característica es que afloran exclusivamente al este de la falla Bulubulu, entre Pucará y la falla Jubones. Afloramientos representativos se ubican en la vía Pasaje-Uzhcurrumi, sector Gram alote (UTM: 655 029E; 9 634 783), Lom a Tipoloma (UTM: 666 418E; 9 646 289N), Sindoloma (UTM: 660 870E; 9 636 155N). Sobreyace discordantemente a estratos más antiguos de Saraguro Indiferenciado, ocupa un nivel cercano al tope del Grupo Saraguro. Está constituida por tobas ricas en plagioclasa, biotita y cuarzo (CODIGEM-BGS, 1997). Estudios anteriores reportan edades de 22,76 ±0,97 Ma. y 23 ± 2,2 Ma. CODIGEM-BGS, 1997 y Hungerbühler, D., 1997 respectivamente: Edad Mioceno temprano.

Formación Santa Isabel (Mi_{SI}): (CODIGEM-BGS, 1997). Está restringida al sur y este de la hoja. Afloramientos representativos se ubican en la quebrada San Luis (UTM 665 900E; 9 651 000N), al oeste del sitio Patacocha (UTM: 665 500E; 9 644 500N) y en el sector de La Ladera y Abañín al extremo sureste (UTM: 664 246E; 9 631 716N). Está compuesta por tobas brechosas masivas, compactas, de composición andesítica, color verde oliva, presencia de vetillas de calcita; se observan también lavas andesíticas y rocas sedimentarias; estas últimas se presentan como intercalaciones de lutitas y limolitas grises.

La base de la formación aflora en el sector de La Ladera, cerca al río Jubones. Sobreyace en discordancia angular a las tobas riolíticas de Saraguro Indiferenciado. Dataciones de estudios precedentes, determinan una edad Mioceno temprano (18,4 ± 0,8 Ma.), (Hungerbühler, D., 1997).

Depósito coluvial antiguo (Pl_{ca}): Se trata de un gran coluvión en forma de abanico, de aproximadamente 25 km^2 de superficie, en el centro-sur de la hoja, al norte del río Jubones, entre los ríos Chaguana y Calayacu. Compuesto de cantos rodados sub-angulosos, semiredondeados, mal clasificados, predominan los clastos de lavas poligenéticas: basaltos meteorizados, fragmentos de riolita, ignimbrita, dacita, eventualmente sedimentos (lutitas y calizas negras). Todo se encuentra aceptablemente consolidado, en matriz de arena, limo, arcilla. El grado avanzado de compactación le proporciona cierta estabilidad.

Depósitos cuaternarios (Q): La zona presenta todo tipo de depósitos superficiales cuaternarios: abanicos coluviales, abanicos aluviales, terrazas aluviales, terrazas marinas y marismas.

Depósitos coluviales (Q_C): Compuestos por fragmentos angulosos a subangulosos de tamaño variable entre bloques, gravas, arenas y limos. Se presentan como francos depósitos de pie de monte, alineados a lo largo de las riberas del río Jubones, en el cambio brusco de pendiente al inicio de la planicie costanera o como rellenos de micro cuencas interiores, en los flancos del levantamiento Narihuiña. Ejemplos de estos coluviones se encuentran en los sectores La P laya, Guarumal, Cerro Negro y curso medio del río P agua.

Abanicos aluviales o conos de deyección (Q_{aa}): Formados directamente en el contrafuerte de la cordillera, donde cambia bruscamente la pendiente y el régimen de los ríos, se forman abanicos aluviales con radios que varían de cientos de metros hasta algunos kilómetros, los principales son los formados por los ríos Tenguel, Gala, Margarita, P agua y Bonito. La litología es heterogénea, se trata de materiales de arrastre, poco clasificados. Los poblados de Shumiral, Santa Marta, y San Miguel de Brasil están asentados sobre estos depósitos.

Aluviales (Q_a): Se extienden a partir del cambio radical de pendiente en los límites de la cordillera hasta el litoral, por debajo de los depósitos de pie de monte y recubriendo la base geológica de la planicie costanera. Las terrazas son poco desarrolladas, debido al recorrido relativamente corto de los ríos en régimen de m adures; los aportes detríticos se distribuyen ampliamente en la llanura de inundación de las avenidas estacionarias, su diferenciación se ve dificultada por la cobertura vegetal y la alteración antrópica que sufre esta región. La potencia de estos depósitos puede alcanzar cientos de metros, dependiendo de la topografía del sustrato.

Terrazas marinas (Q_{tm}): Restringidas a la zona de influencia directa del océano actual y sus variaciones de nivel. Debido a la cercanía de la cordillera, el desarrollo de estas terrazas no es avanzado, los enormes aportes arrastrados por los ríos, van a depositarse directamente en la fosa oceánica. U n corte en esta zona, muestra estratificación cruzada, con superposición de niveles de granulometría aceptablemente clasificados, pero m al distribuidos espacialmente, puesto que, los estratos lenticulares, reflejan las variaciones batimétricas del océano o la magnitud de las avenidas de los ríos al momento de la depositación de los detritos.

ROCAS INTRUSIVAS

Al menos tres tipos de rocas plutónicas se han diferenciado en el área de interés:

Intrusivos cuarzo-dioríticos (Mi^{Qd}): El cuerpo principal se ubica al sureste de la hoja, carretera Pasaje-Cuenca, una apófisis diorítico **(Mi^{D})**, se reporta en el sector Tres Chorreras (CODIGEM-BGS, 1997).

Intruyen las rocas de Saraguro Indiferenciado y están afectados por el tectonismo de los sistemas Jubones y Bulubulu respectivamente. La roca es gris-verdosa, tex tura holocristalina, con cuarzo, plagioclasa y biotita. Los ferro-magnesianos se encuentran alterados a clorita y epidota, poca presencia de feldespato alcalino, evidencias de alteración propilítica, la roca se encuentra diaclasada y fracturada por efectos del tectonismo regional. De acuerdo con CODIGEM-BGS, 1997, el intrusivo San Sebastián es la prolongación del granitoide Paccha-Cordoncillo y edad Mioceno temprano (19.92 ± 0.18 Ma.).

Intrusivos granodioríticos (Mi^{Gd}): Se distribuyen especialmente al norte de la falla Bulubulu, excepto el intrusivo de Porotillos y pequeños stocks que se ubican al sur, la importancia en tamaño aumenta de pequeños stocks en la orilla norte del río Jubones, hasta cuerpos de varios kilómetros de superficie al extremo norte. Se presentan diaclasados, localmente brechados, tex tura cristalina a holocristalina-fanerítica, grano medio, con cuarzo, feldespato-k, plagioclasa, biotita, anfíbol y mineralización de sulfuros diseminados. La edad, por correlación estratigráfica se infiere como Eoceno tardío-Mioceno.

Intrusivos tonalíticos (Mi^{T}): Representados por los pórfidos de Gaby (UTM: 642500E; 9662000N), P apa Grande (UTM: 644200E; 9661000N), La Unión (UTM: 648691E; 9663767N) y pequeñas apófisis vecinos. Se trata de roca ígnea intermedia, con plagioclasas, cuarzo, anfíboles, biotita; además de ortosa, titanita, magnetita, circón. El conjunto, representa un intrusivo seriado a múltiples pulsaciones magmáticas, con formación de stocks, diques y brechas de diatrema, geoquímicamente diferenciados, pero, manteniendo el carácter intermedio a ácido. Están estrechamente relacionados con los yacimientos de minerales metálicos de Au, Cu, Mo presentes en la zona, en especial con los depósitos de oro actualmente en explotación. Dataciones en zircones (TIMS) sobre muestras de Gaby y Papa Grande, dieron edad de 20.26 ± 0.06 Ma. y 19.89±0.06 Ma., respectivamente (Schütte, P., 2010).

Cuerpos subvolcánicos: Son de importancia las brechas y diques, relacionados con los pórfidos tonalíticos Gaby, Papa Grande y La Unión, intruyen a rocas básicas y ultra básicas de la unidad Pallatanga. Las estructuras brechosas, se forman por magmas ácidos que, al ascender a través de fallas y fisuras, se mezclan con fragmentos de roca encajante procedentes de diversa profundidad. Los clastos son de tamaño variable desde milimétricos a decimétricos, sub-redondeados a redondeados, en matriz porfirítica, dacítica, fenocristales de cuarzo, hornblenda, plagioclasa, feldespato, mineralización de pirita y calcopirita visibles. Cuerpos brechosos, se identifican tanto al interior del intrusivo, como en la roca encajante, las dimensiones son variables en ancho y en profundidad. Diques, resultantes de relleno de fallas y fisuras, se identifican en relación con los intrusivos ácidos, contienen mineralización polimetálica importante en especial de oro. Las brechas y diques constituyen la mena en las explotaciones mineras actuales.

ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

Se reconocen tres sistemas principales de discontinuidades:

Sistema E-O. Representado por la falla regional Jubones al sur de la hoja Machala, atraviesa completamente de este a oeste. Pone en contacto a las rocas del Complejo Metamórfico El Oro, con los basaltos de la unidad Pallatanga y las formaciones volcánicas que la recubren, además, constituye el límite sur de los terrenos Chaucha, que no afloran en la zona de estudio. Tiene carácter inverso, lo que permitió la yuxtaposición del metamórfico Triásico-jurásico con las rocas cretácicas que, afloran en forma de pequeños cuerpos alargados a lo largo de la estructura. Hacia el este, la falla Jubones aparece afectando los intrusivos y paquetes volcano-clásticos terciarios. En la planicie costanera la falla está cubierta por los potentes depósitos superficiales.

Sistema NNE-SSO. Marca la configuración del bloque oceánico acrecionado al continente, orientan la distribución de los productos volcánicos terciarios y está en relación con las ocurrencias minerales en zonas de metalotectos favorables, se encuentra cubierto por los depósitos volcánicos del Grupo Saraguro y Formación Santa Isabel. Las principales estructuras de este sistema son las fallas Bulubulu, La Tigrera, San Gerardo y una serie de fallas locales, segmentadas que llegan a formar cola de caballo. La falla Bulubulu junto a la falla La Tigrera, son responsables del levantamiento Narihuiña, en cuya cima afloran rocas del basamento Pallatanga. Este sistema es posterior a la falla Jubones, pero anterior al sistema NO-SE.

Sistema NO-SE. Presente especialmente en el centro-norte de la hoja, responsable de los afloramientos del basamento Pallatanga y de las franjas de serpentinita que afloran por la acción de la falla Río Chico, controla los drenajes principales que nacen en la cima del levantamiento Narihuiña que se extiende de Guagua Corral a río Bonito. Igualmente, están relacionadas estrechamente con la formación de los cuerpos mineralizados en asociación con los cuerpos intrusivos emergidos justamente a favor de estas fallas.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

La historia geológica de la zona va del Triásico al Mioceno. La unidad más antigua en el área, corresponde a las inclusiones tectónicas triásicas, del cuerpo gnéisico Limón P laya, en los metasedimentos continentales del Complejo Jurásico tardío a Cretácico temprano Melange Palenque, que hace parte del Complejo Metamórfico El Oro (Aspden et al., 1995). El Terreno Chaucha se acreciona al margen continental durante el Cretácico Inferior (140-120 Ma.) a través de la Sutura Peltetec (Litherland et al., 1994). Las rocas básicas y ultrabásicas de la unidad Pallatanga, se acrecionan con el Terreno Chaucha al este y al sur con el Complejo Metamórfico El Oro, evidenciado en el sistema de fallas laterales Bulubulu y Jubones respectivamente, hace 73 Ma. La unidad Yunguilla proveniente de la erosión de la emergente Cordillera Real se deposita como turbiditas en la joven plataforma continental (Vallejo et al., 2009).

En el Eoceno Tardío, el vulcanismo continental calco-alcalino del Grupo Saraguro se interpreta como un ramal sur del arco volcánico Macuchi, los productos se depositaron sobre un basamento metamórfico, ofiolítico y turbidítico. La diferente densidad de las ofiolitas y las rocas metamórficas, permitió la ex posición del terreno continental Chaucha a través de estructuras de cabalgamiento; el conglomerado de la unidad Las Trancas con bloques de esquisto verde y anfibolita, evidencia el levantamiento. En esta época se da también una fase de plutonismo que, afecta a las rocas basálticas, provocando el metamorfismo de contacto reflejado en las cornubianitas de Tenguelillo.

En el Oligoceno-Mioceno, un vulcanismo dacítico particular asociado a un importante volumen de magma y explosiones tipo caldera, da lugar a la depositación de lavas y piroclastos del Grupo Saraguro (Hungerbühler, D., 1997). Entre 28-23 Ma., una fase de compresión provocó el levantamiento Narihuiña, que ex pone rocas infrayacentes de las unidades Pallatanga y Las Trancas. Este levantamiento se correlaciona con el cinturón Gañarín y el sistema de fallas Girón (CODIGEM-BGS, 1997) que provocó el alineamiento de los cuerpos ígneos y un callejón de mineralización entre las fallas San Gerardo y Bulubulu. Una nueva etapa de ex tensión ocurre en el Mioceno Temprano (23-20 Ma.), m arcada por un corto evento de generación de magmas diferenciados, sus productos se desencadenan en erupción tipo caldera, con grandes flujos de ceniza e ignimbritas de composición riolítica, dando lugar a la depositación de las unidades La Fortuna y Jubones del Grupo Saraguro.

Los sedimentos de la Formación Santa Isabel fueron parte de una cuenca intramontañosa hace ±18 Ma. (CODIGEM-BGS, 1997). Los cuerpos volcánicos de la formación Santa Isabel del Mioceno tardío, m arcan el final del volcanismo en la zona.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la zona de interés, se localizan varios depósitos de mineralización metálica:

Mineralización de tipo mesotermal: Representada por los depósitos que forman el cinturón Tres Chorreras-La Tigrera-La P laya, presentan brechas mineralizadas con turmalina (CODIGEM-BGS, 2000). Están asociados con cuerpos ígneos que, intruyen al Saraguro Indiferenciado y a la unidad La Fortuna, que a su vez sobreyacen a los basaltos Pallatanga. Ex iste un claro control estructural, ejercido por la falla La tigrera, que hace parte del sistema regional Bulubulu, la mineralización estaría situada en el límite de los dominios oceánico y continental (CODIGEM-BGS, 2000). Brechas tubulares mineralizadas ocurren en el contacto de los intrusivos con las tobas, formando un am plio halo de diseminación de turmalina. La asociación mineralógica, está constituida por molibdenita, hematita, calcopirita, pirita y turmalina, contienen sulfuros y óxidos (calcopirita, esfalerita, bornita).

Mineralización de tipo epitermal: Corresponde a los sitios mineros actualmente en explotación de Bella Rica, Muyuyacu (Gaby-Papa Grande) y San Gerardo. Se agrupan en un tren NNE-SSO, al norte de la falla regional Bulubulu y paralelo a la falla San Gerardo están asociados con pórfidos tonalíticos, brechas y "stockworks", alojados en rocas básicas y ultra básicas de Pallatanga y lavas de Saraguro indiferenciado. Es común la presencia de brechas de diferente forma (ovoides, arriñonadas, circulares, alargadas), alineadas según el control estructural, especialmente en sentido NO-SE y de diferente tipo: Brechas intrusivas, ortomagmáticas e hidrotermales (CODIGEM-BGS, 2000).

Durante la actualización del mapa geológico de la hoja Machala 1:100000, se identificaron tres indicios de mineralización metálica, que no están siendo explotados: 1). Se ubica entre San Jacinto y Pucul, (UTM: 660 399E; 9 666 237N). Asociado con un cuerpo intrusivo diorítico, se observa mineralización de sulfuros en varios puntos del área, se estima una superficie mineralizada de 2 km 2. 2). Se ubica en el sector La Rica (UTM: 650 815E; 9 656 964N). Relacionado con tobas dacíticas de la unidad Las Trancas, presenta un am plio halo de alteración hidrotermal, por difracción de rayos X presenta caolinita, clorita, vermiculita y montmorillonita, 3). Se ubica en la quebrada Rosa de Oro (UTM: 659460E; 9660300N), asociado con el contacto entre el intrusivo granodiorítico San Jacinto y rocas básicas y ultra básicas Pallatanga.

Yacimientos detríticos: Relacionados con acumulaciones superficiales conteniendo oro libre, están presentes en toda la parte baja de la hoja Machala, a ambos flancos del levantamiento Narihuiña, los drenajes que desembocan en el río Jubones y los que desaguan al m ar arrastran partículas metálicas. Los depósitos superficiales formados por los ríos que drenan la parte norte de la hoja, son los mejor desarrollados en razón del mayor recorrido por las estribaciones de la codillera.

Prácticamente, todos estos drenajes arrastran oro detrítico, son de importancia, desde el punto de vista de la exploración tendiente a ubicar los criaderos primarios. Son conocidos los depósitos de placer del río Chico donde se explotaron aproximadamente 4000000 m^3 de grava con tenor promedio de 0.33g/m^3 (Maquizaca, B., Potter, M., 1991).

MINERALES INDUSTRIALES. Son rocas ornamentales y materiales de construcción. Los niveles de sedimentos marinos de las turbiditas de la unidad Yunguilla, ofrecen en especial calizas silicificadas m uy duras, aptas para ser cortadas y pulidas, además de carbonato de calcio que debe ser investigado para su empleo industrial. Se reporta también depósitos de arcillas caolinizadas, producto de la meteorización de tobas ácidas, igualmente cuerpos de vidrio volcánico susceptibles de ser explotados. La zona es rica en materiales de construcción, provenientes de los coluviones que rellenan las micro-cuencas internas; depósitos coluviales en las riberas del río Jubones, en los depósitos de pie de monte del contrafuerte de la cordillera: conos de deyección, abanicos aluviales y terrazas. Son importante fuente de grava y arena para la construcción habitacional o afirmado de vías de comunicación.

REFERENCIAS

ASPDEN, J., BONILLA, W., DUQUE, P . (1995) The El Oro metamorphic complex, Ecuador: Geology and economic mineral deposits., Overseas Geology and Mineral Resources. Keyworth, Nottingham: British Geological Survey.

BALDOCK, J. (1982) Geología del Ecuador. Quito: Dirección General de Geología y Minas - DGGM.

BRISTOW, C., HOFFSTETTER, R. (1977). Lexique Stratigraphique International; Ecuador. Second edition. Second, 412. Paris.

CODIGEM-BGS (1993) La Geología y el Potencial Mineral Económico del Complejo Metamórfico El Oro. Quito: Corporación de Desarrollo e investigación Geológico Minero Metalúrgico - CODIGEM.

CODIGEM-BGS (1997) Geology of the Cordillera of Ecuador Between 2º00' and 3º00' Sur. Quito: PRODEMINCA.

CODIGEM-BGS (1998) Geochemical Reconnaissance Survey of the Cordillera Occidental of Ecuador Between 3°00 and 4°00 South. Quito: PRODEMINCA.

CODIGEM-BGS (2000) Geology of the Western Cordillera between 0°-1°N. Inform e No. 10. CODIGEM, Programa de Información cartográfica y Geológica. Quito: PRODEMINCA.

FEININGER, T. (1978) Mapa Geológico (1:50,000) de la P arte Occidental de la Provincia de El 0ro. Escuela Politécnica Nacional, Quito.

FEININGER, T., SILBERMAN, M. (1982) K–Ar geochronology of basement rocks on the northern flank of the Huancabamba deflection, Ecuador. United States Geological Survey.

HUNGERBÜHLER, D. (1997) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. Zurich, Switzerland: Institute of Geology, ETH.

JAILLARD, E. (2004) Stratigraphy of the late Cretaceous-Paleogene deposits of the Cordillera Occidental of central Ecuador: geodynamic implications. Journal of South American Earth Sciences, 49-58.

LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVÉ, M., MAURY, R., HERNANDEZ, J. (2000) Multiple plum e events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. Journal of Geophysical Research, v. 105, 8403-8421.

LITHERLAND, M., ASPDEN, J., JEMIELITA, R. (1994) The Metamorphic belts of Ecuador. Keyworth, Nottingham: British Geological Survey.

LUZIEUX, L., HELLER, F., SPIKINGS, R., VALLEJO, C., WINKLER, W. (2006) Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. Earth and Planetary Science Letters, v. 249, 400-414.

MAMBERTI, M. (2001) Origin and evolution of two distinct Cretaceous oceanic plateaus accreted in Western Ecuador (South Am erica): petrological, geochemical and isotopic evidence. Universite de Lausanne.

MAQUIZACA, B., P OTTER, M. (1991) Río Chico: Una mina de oro aluvial en el Ecuador. ECU MINAS S.A., Gisements Alluviaux , Quito.

NOBLE, S., ASPDEN, J., JEMIELITA, R., LITHERLAND, M. (1994) U-Pb geochronology of the Cordillera Real and the El Oro Provinces, Ecuador. Berkeley California.

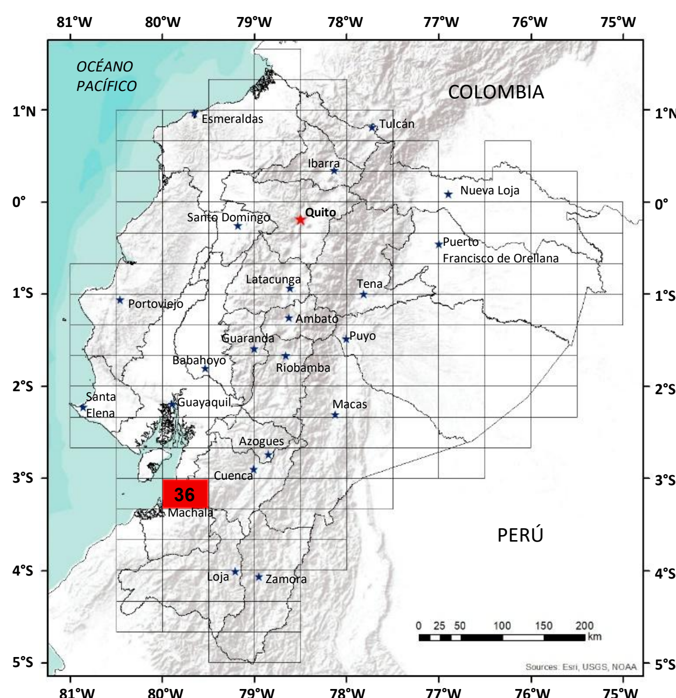
SCHÜTTE, P. (2010) Geochronology, Geochemistry, and Isotopic Com position (Sr, Nd, P b). Ginebra, Suiza: Universidad de Ginebra.

SIGAL, J. (1969) Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des formations sédimentaires de l'Equateur. Micropaleontol, 205–236.

THALMANN, H. (1946) Micropaleontology of upper Cretaceous and Paleocene in western Ecuador. Bulletin Of The American Association of Petroleum Geologists, Vol. (30), 337-347.

VALLEJO C., WINKLER W., SPIKINGS R., LUZIEUX L., HELLER F., BUSSY F. (2009) Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. The Geological Society of Am erica, 1-20.

WILKINSON, I. (1996). Foraminifera from a suite of slides from the Western Cordillera of the Ecuadorian



HOJA GEOLÓGICA-36
MACHALA (2017)

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se localiza al suroccidente del Ecuador, incluye parte de las provincias de El Oro, Azuay y Guayas. El acceso principal desde Machala se realiza por las carreteras de primer orden Pasaje-Santa Isabel y El Guabo-Camilo Ponce Enríquez y hacia las partes altas de la cordillera Occidental se ingresa por las vías de tercer orden, desde Ponce Enríquez, Uzhcurrumi o Pucará. Los dominios geomorfológicos corresponden al golfo de Guayaquil, concretamente al graben subsidente de Jambelí. La planicie costanera va de 0 a 150 msnm, mientras que la cordillera Occidental va de los 150 hasta los 3800 msnm, con relieve montañoso irregular y pendientes mayores a 30°.

GEOLOGÍA

La geología está determinada por el control estructural tanto a nivel regional como local. Regionalmente hacia el oeste del área de estudio se encuentra constituida por la cuenca de Jambelí, siendo controlada por el sistema de despegue Jambelí, mientras que hacia la zona suroriental por el sistema de fallas Jubones de rumbo Este-Oeste, que determina la sutura entre el Bloque Amotape-Tahuín y el basamento oceánico de la cordillera Occidental. La cordillera, está constituida por rocas básicas y ultrabásicas de la Unidad Pallatanga, sobreyacidas discordantemente por sedimentos marinos turbidíticos del Cretácico inferior-Paleoceno; afloran desde el extremo este del levantamiento Narihuiña hacia el norte de la Hoja geológica, además como pequeñas ventanas de erosión directamente al norte de la falla Jubones; se encuentran cubiertas por lavas y piroclastos del Eoceno-Mioceno del Grupo Saraguro, e intruido por plutones granodioríticos del Oligoceno- Mioceno.

La acreción de las ofiolitas de fondo oceánico al continente, está marcada por estructuras regionales de rumbo noreste-suroeste, representadas por el sistema de fallas Bulubulu que, constituye la sutura entre los terrenos oceánicos y el terreno continental Chaucha

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Limón Playa (Tr_{Ml}) (Triásico): Feininger (1978). Está expuesta en la vía Chiche-Limón (UTM: 651066E; 9632292N) en la margen sur del río Jubones. La unidad incluye rocas de medio a alto grado de metamorfismo: paragneis cuarzo feldespático con moscovita y biotita, migmatitas y granodioritas con xenolitos de protolito sedimentario. Esta unidad es considerada como equivalente del Complejo Granitoide Moromoro, incluido tectónicamente en el Mélange Palenque del Bloque Amotape-Tahuín (CODIGEM-BGS, 1993). Dataciones radiométricas sobre circones provenientes de rocas de la unidad, le asignan edad triásica (Noble et al., 1994).

División Mélange Palenque (JK_P) (Jurásico-Cretácico). Feininger (1978). La localidad tipo se ubica en el poblado de Palenque, a 6 km al suroeste de Pasaje. Aflora en la margen Sur del río Jubones, a lo largo de la vía Pasaje - Cuenca. Está formada por filitas, esquistos semipelíticos, pizarras, esquistos cuarzo-sericíticos, cherts y eventualmente esquistos anfibolíticos (tremolita) (CODIGEM-BGS, 1993). Con dataciones efectuadas por Feininger T., Silberman M.; 1982, se le asigna edad Jurásico Tardío a Cretácico Temprano.

Unidad Río Frío (K_{Rf}) (Cretácico): Incluidas anteriormente en la Unidad Pallatanga, diferenciadas en la Hoja geológica adyacente de Naranjal (INIGEMM, 2017), son pequeños cuerpos que afloran en el borde de los basaltos de la Unidad Pallatanga al sur de Shumiral. Se compone de serpentinitas producto de uralitización de rocas basálticas y gabros, probablemente exhumadas por un sistema de fallas con dirección noroeste-sureste. Se interpreta a esta unidad como parte de la raíz del basamento oceánico. Dataciones radiométricas por el método Sm/Nd, realizadas por Lapierre et al., (2000), arrojan una edad de 123±13 Ma, para el gabro de la Unidad San Juan que aflora al suroccidente de Quito, que se interpretó como la base ultramáfica de los basaltos MORB de Pallatanga (Mamberti, M., 2001). La edad interpretada para esta unidad en base a estos estudios es Cretácico Inferior a Cretácico Superior.

Unidad Pallatanga (K_{Pa}) (Cretácico): CODIGEM-BGS (1997). Aflora al noroeste de la zona de investigación, en los sectores de Bella Rica–Tenguelillo, San Juan de Naranjillas, Muyuyacu, Narihuiña y, como ventanas erosionales, en las orillas del río Jubones, sectores de Limón, (UTM: 648711E; 9632497N); Calayacu, (UTM: 645299E; 9633423N).

La unidad contiene basaltos, gabros, sedimentos silíceos finos (chert) y rocas corneanas. Según Luzieux et al (2006), los basaltos de la Unidad Pallatanga correspondiente al plateau oceánico tienen 88 ± 1.6 Ma. La edad de acuerdo con estos estudios sería Cretácico superior.

Formación Yunguilla (K_Y) (Cretácico): Thalmann (1946). Se presenta en el sector del río Jubones, como una franja alargada de rumbo este-oeste; en ambas márgenes del río Muyuyacu (UTM: 648023E, 9633797N) y en la falla río Margarita. Esta unidad incluye limolitas, lutitas y areniscas finas, color gris oscuro. Las areniscas contienen cuarzo deformado y algo de moscovita detrítica, lo que podría indicar una fuente metamórfica (CODIGEM-BGS, 1997). Al sur de la hoja, se presenta como una secuencia de calizas negras, lutitas, limolitas y areniscas; todo el paquete se encuentra altamente oxidado, plegado y fracturado por la acción que ejerce el sistema regional de la falla Jubones. Por correlaciones bioestratigráficas se le asigna una edad Maastrichtiense (Sigal J., 1969) (Bristow C., Hoffstetter R.; 1977). Estudios paleontológicos, sobre foraminíferos, ratifican esta edad (Wilkinson I., 1996), corroborado por Jaillard (2004) que estableció la presencia de foraminíferos y bivalvos en las turbiditas calcáreas.

Grupo Saraguro (EM_S) (Eoceno-Mioceno): Baldock (1982). Se extiende por todo el centro-este, desde el norte de la Hoja geológica hasta el río Jubones al Sur. Descansa discordantemente sobre rocas levantadas del Cretácico superior. La potencia estimada en sectores de mayor acumulación es de 3000m (CODIGEM-BGS, 1998). En la zona de interés, se reconocen las Formaciones: Las Trancas, La Fortuna y Jubones. Comprenden: tobas andesíticas, soldadas, verdosas, con abundante plagioclasa, anfíbol y augita (CODIGEM-BGS, 1997); tobas dacíticas, compuestas de feldespato, cuarzo, vidrio volcánico, anfíboles, piroxenos, en matriz de color marrón claro a violeta; tobas riolíticas, con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, además de arcilla y calcita, sulfuros diseminados con malaquita y azurita, la roca está meteorizada; tobas brechosas, en afloramientos masivos de rocas volcanoclásticas dacíticas a riolíticas, con presencia de plagioclasa, ± cuarzo, vidrio volcánico, biotita y anfíboles, en sectores, presentan alteración hidrotermal moderada. Además, incluye material volcanosedimentario y cuerpos subvolcánicos riolíticos, dacíticos y andesíticos.

Formación Las Trancas (E_{St}) (Eoceno): CODIGEM-BGS (1997). La localidad tipo se ubica en Las Trancas (UTM: 660069E; 9652092N), se extiende hacia el Oeste, aflora en la cuenca alta del río Margarita y cuenca media del río Pagua. Se compone de tobas lapillíticas andesíticas y dacíticas, brechas tobáceas, conglomerados con predominio de clastos metamórficos, areniscas y lutitas rojas. Esta unidad tiene predominancia sedimentaria, estratificación de rumbo noroeste-sureste. Sobreyace discordantemente a la Formación Yunguilla y subyace a los volcánicos del Grupo Saraguro. La posición general hacia la base del Grupo Saraguro, hace que se le asigne edad Eoceno Tardío.

Formación La Fortuna (M_{Sf}) (Mioceno): CODIGEM-BGS (1997). Se extiende desde el sector de La Enramada, hacia el occidente, en el río Bonito al norte y río Jubones al sur. Afloramientos representativos se observan en cerro Mirador; sectores de El Retiro, cerro Colorado y cerro Azul, en la planicie costanera afloran relictos de erosión como El Vergel y San Antonio. Presentan tobas de composición riolítica, contienen cristales diseminados de plagioclasa, biotita y cuarzo. Sobreyace discordantemente a los cuerpos de toba dacítica. Geoquímica y petrográficamente, es similar a las tobas de la Formación Jubones, se diferencia en que la matriz de La Fortuna presenta mayor cantidad de elementos finos con textura vitroclástica. Dataciones radiométricas mediante trazas de fisión, determinan una edad de 23.2 ± 0.8Ma, Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (CODIGEM-BGS, 1997).

Formación Jubones (M_{Sj}) (Mioceno): CODIGEM-BGS (1997). Se presenta como cuerpos aislados de poca extensión superficial. Afloran en su mayoría al Este de la falla Bulubulu, entre Pucará y la falla Jubones. Afloramientos representativos se ubican en la vía Pasaje-Uzhcurrumi, sector Gramalote (UTM: 655029E; 9634783), Loma Tipoloma (UTM: 666418E; 9646289N) y Sindoloma (UTM: 660870E; 9636155N). Sobreyace discordantemente a estratos más antiguos del Grupo Saraguro, ocupa un nivel cercano al tope del mismo. Está constituida por tobas ricas en plagioclasa, cuarzo y biotita (CODIGEM-BGS, 1997). Estudios anteriores reportan edades de 22.76 ± 0.97 Ma y 23 ± 2.2 Ma-CODIGEM-BGS (1997) y Hungerbühler D. (1997) respectivamente: Edad Mioceno temprano.

Formación Santa Isabel (M_{Sa}) (Mioceno): CODIGEM-BGS (1997). Está restringida al Este del mapa. Afloramientos representativos se ubican en la quebrada San Luis (UTM 665900E; 9651000N), al oeste del Patacocha (UTM: 665500E; 9644500N). Está compuesta por tobas brechosas masivas, compactas, de composición andesítica, color verde oliva, presencia de vetillas de calcita; se observan también lavas andesíticas. Dataciones de estudios precedentes, determinan una edad Mioceno Temprano (18.4 ± 0.8 Ma), (Hungerbühler, 1997).

Volcánicos Rosa de Oro (M_{Ro}) (Mioceno): INIGEMM (2017b). Aflora al extremo noreste de la zona de estudio. Diferenciados en la Hoja geológica Naranjal, consiste de tobas dacíticas gris oscuras y lavas andesito-basálticas gris oscuras. Los volcánicos se presentan al noreste del área de estudio sobre los 1200 msnm. Se interpreta a esta unidad como parte de un complejo volcánico representada por cuellos volcánicos muy pronunciados, posteriores a la generación de los cuerpos intrusivos granodioríticos y sobreyaciendo discordante al basamento. La edad propuesta para esta unidad es Mioceno Superior por su relación estratigráfica con la Unidad Pallatanga y cuerpos intrusivos adyacentes.

Unidad Tununyunga (MPL_{Ty}) (Mioceno-Plioceno): INIGEMM (2017b). Diferenciada en la Hoja geológica Santa Rosa de El Oro, consiste de tobas de cristales de composición dacítica, aflora al extremo sureste, antes cartografiada como Formación Santa Isabel. Estratigráficamente la unidad cubre hacia el suroeste discordantemente a las rocas metamórficas de la División Mélange Palenque. Mientras que al nororiente subyace en discordancia a la unidad Ligcho.

Unidad Ligcho (MPL_{Lg}) (Mioceno-Plioceno): INIGEMM (2017b). Diferenciados en la Hoja geológica Santa Rosa de El Oro, consiste de tobas de cristales de composición riolítica de color blanquecino. Se presenta discordante sobreyaciendo a la Unidad Tununyunga y subyaciendo a la Unidad Abañín. Se le asigna la edad mio-pliocénica.

Unidad Abañín (MPL_{Ab}) (Mioceno-Plioceno): INIGEMM (2017). Anteriormente incluidas dentro de la Formación Santa Isabel. Diferenciada en la Hoja geológica Santa Rosa de El Oro, consiste de riolitas (ignimbritas) y rocas sedimentarias hacia la base; Corresponde al "base surge" de un flujo piroclástico. Los mejores afloramientos se presentan en los sectores Unión de Tamacado y Abañín (UTM: 664246E; 9631716N). La secuencia volcanosedimentaria está compuesta por tobas de cristales, tobas de cenizas laminadas y aglomerados. La secuencia volcanosedimentaria cubre en discordancia a la unidad Ligcho.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos coluviales (Q_C) (Cuaternario): Compuestos por fragmentos angulosos a sub-angulosos de tamaño variable entre bloques, gravas, arenas y limos. Se presentan como depósitos de piedemonte, alineados a lo largo de las riberas del río Jubones, en el cambio brusco de pendiente al inicio de la planicie costanera o como rellenos de micro cuencas interiores, en los flancos del levantamiento Narihuiña.

Ejemplos de estos coluviones se encuentran en los sectores La Playa, Guarumal, Cerro Negro y por el río Pagua. El grado de compactación ha permitido conservar un gran coluvión en forma de abanico, de aproximadamente 25 km^2 de superficie, al norte del río Jubones, entre los ríos Chaguana y Calayacu. Compuesto de cantos rodados sub- angulosos, semiredondeados, mal clasificados, predominan los clastos de lavas poligenéticas: basaltos meteorizados, fragmentos de riolita, ignimbrita, dacita, eventualmente sedimentos (lutitas y calizas negras). El material es semiconsolidado, en matriz areno-limo- arcillosa.

Abanicos aluviales (Q_{Aa}) (Cuaternario): Formados directamente en el contrafuerte de la cordillera, tienen la forma de abanicos con radios que varían de cientos de metros hasta algunos kilómetros, los principales son los formados por los ríos Tenguel, Bonito y Chaguana. La litología es heterogénea conformado por cantos rodados polilíticos englobados en una matriz areno-limo-arcillosa. Los poblados de Shumiral, Santa Marta y San Miguel de Brasil están asentados sobre estos depósitos.

Terrazas marinas (Q_{Tm1}) (Cuaternario): Restringidas a la zona de influencia directa del océano actual y sus variaciones de nivel (mareas). Los enormes aportes de limos y arcillas arrastradas por los ríos, van a depositarse directamente en la fosa oceánica. El área muestra arenas con estratificación cruzada, con superposición de niveles de granulometría aceptablemente clasificados, pero mal distribuidos espacialmente, puesto que, los estratos lenticulares, reflejan las variaciones batimétricas del océano o la magnitud de las avenidas de los ríos al momento de la depositación de los detritos.

Llanuras aluviales (Q_{La}) (Cuaternario): Se extienden en los cambios de pendiente de los límites de la cordillera hasta el litoral, por debajo de los depósitos de piedemonte y recubriendo la base geológica de la planicie costanera. Las terrazas, conformadas por bloques, gravas, limos y arenas, son poco desarrolladas. La potencia de estos depósitos puede alcanzar cientos de metros, dependiendo de la topografía del sustrato.

ROCAS INTRUSIVAS Y SUBVOLCÁNICAS

Al menos tres tipos de rocas plutónicas se han diferenciado en el área de interés:

Intrusivos cuarzodioríticos (D^{Qd}): El cuerpo principal se ubica por el sector de San Sebastián, carretera Pasaje-Cuenca, una apófisis diorítico, y otro cuerpo se reporta en el sector Tres Chorreras (CODIGEM-BGS, 1997). Intruyen a las rocas del Grupo Saraguro y están afectados por el tectonismo de los sistemas Jubones y Bulubulu respectivamente. La roca es gris-verdosa, textura holocristalina, con cuarzo, plagioclasa y biotita. Los ferromagnesianos están alterados a clorita y epidota, poca presencia de albita, evidencias de alteración propilítica, la roca se encuentra diaclasada por efectos del tectonismo regional. De acuerdo con CODIGEM-BGS (1997), el intrusivo San Sebastián es la prolongación del granitoide Paccha-Cordoncillo del Mioceno temprano (19.92 ± 0.18 Ma).

Intrusivos granodioríticos (G^{Gd}): Se distribuyen especialmente al oeste de la falla Bulubulu, excepto pequeños stocks que se ubican al Este, su tamaño aumenta de pequeños stocks en la orilla norte del río Jubones, hasta cuerpos de varios kilómetros de superficie al extremo norte. Se presentan diaclasados, localmente brechados, textura cristalina a holocristalina, grano medio, con plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, anfíbol y mineralización de sulfuros diseminados (pirita). La edad se infiere como Eoceno Tardío-Mioceno

Pórfidos tonalíticos (P^T): Representados por los pórfidos de Gaby (UTM: 642 500E; 9 662 000N), Papa Grande (UTM: 644200E; 9661000N), La Unión (UTM: 648691E; 9663767N) y pequeños apófisis vecinos. Se trata de roca ígnea intermedia, con plagioclasas, cuarzo, anfíboles, biotita; además de ortosa, titanita, magnetita, zircón. Representa un intrusivo con múltiples pulsaciones magmáticas, con formación de stocks, diques y brechas de diatrema, de carácter intermedio a ácido. Están estrechamente relacionados con los yacimientos de minerales metálicos de Au, Cu, Mo presentes en la zona, en especial con los depósitos de Au actualmente en explotación.

Dataciones en zircones (TIMS) sobre muestras de Gaby y Papa Grande, dieron edad de 20.26 ± 0.06 Ma y 19.89 ± 0.06 Ma, respectivamente (Schütte, P., 2010). Cuerpos brechosos, se identifican tanto al interior del intrusivo, como en la roca encajante, las dimensiones son variables en ancho y en profundidad. Diques, resultantes de relleno de fallas y fisuras, se identifican en relación con los intrusivos ácidos, contienen mineralización polimetálica importante en especial de Au. Las brechas y diques constituyen la mena en las explotaciones mineras actuales.

ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

Se reconocen tres sistemas principales de discontinuidades:

Sistema Este-Oeste: Representado por la falla regional Jubones al sur del mapa, la atraviesa completamente de este a oeste. Pone en contacto a las rocas del Complejo Metamórfico El Oro, con los basaltos de la Unidad Pallatanga y las rocas volcánicas que la cubren, además, constituye el límite sur del terreno Chaucha, que no aflora en la zona de estudio. Tiene carácter inverso, lo que permitió la yuxtaposición del metamórfico Triásico-Jurásico con las rocas cretácicas que, afloran en forma de pequeños cuerpos alargados a lo largo de la estructura.

Hacia el Este, la falla Jubones aparece afectando los intrusivos y paquetes volcano-clásticos cenozoicos, y cubierta en la planicie costanera por potentes depósitos superficiales. Mientras que hacia el noroeste del área de estudio se presenta un sistema de despegue (detachment) Jambelí, ubicado en el canal de Jambelí y se extiende hasta el borde occidental de la isla Puná, que consiste en un sistema complejo de estructuras pre-cuaternarias y recientes en sentido Este-Oeste (Witt, y otros, 2006).

Sistema Noreste-Suroeste: Marca la configuración del bloque oceánico acrecionado al continente, orienta la distribución de los productos volcánicos y está en relación con las ocurrencias minerales en zonas de metalotectos favorables, se encuentra cubierto por los depósitos volcanoclásticos del Paleógeno y Neógeno. Las principales estructuras de este sistema son las fallas Bulubulu, La Tigrera, San Gerardo y una serie de fallas locales segmentadas que llegan a formar cola de caballo. La falla Bulubulu junto a la falla La Tigrera, son responsables del levantamiento Narihuiña, en cuya cima afloran rocas del basamento Pallatanga. Este sistema es posterior a la falla Jubones, pero, anterior al sistema noroeste-sureste.

Sistema Noroeste-Sureste: Es responsable de los afloramientos del basamento Pallatanga y de las franjas de serpentinita que afloran por la acción de fallas paralelas a la falla río Buriyacu, controla los drenajes principales que nacen en la cima del levantamiento Narihuiña que se extiende de Guagua Corral a río Bonito. Está relacionado con la formación de los cuerpos mineralizados en asociación con los cuerpos intrusivos emergidos justamente a través de estas fallas.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Presenta inclusiones tectónicas triásicas, del cuerpo gnéisico Limón Playa, en los metasedimentos continentales del Jurásico tardío a Cretácico temprano correspondiente a la División Mélange Palenque, como parte del Complejo Metamórfico El Oro (Aspden et al., 1995). El terreno Piñón se acreciona al margen continental durante el Cretácico superior (73-70 Ma.) a través de la falla Pujilí-Pallatanga (Vallejo C., 2007) que se prolonga al sur como la falla Bulubulu. Las rocas básicas y ultrabásicas de las Unidades Río Frío y Pallatanga se acrecionan con el Terreno Chaucha al este y, al sur, con el Complejo Metamórfico El Oro, evidenciado en el sistema de fallas de sutura Bulubulu y Jubones respectivamente hace 73 Ma. Las turbiditas de la Formación Yunguilla provenientes de la erosión de la emergente cordillera Real se depositaron en la joven plataforma continental en el Maastrichtiense (Vallejo et al., 2009).

En el Eoceno tardío, el vulcanismo continental calco-alcalino del Grupo Saraguro se interpreta como el equivalente austral de San Juan de Lachas, los productos se depositaron sobre un basamento metamórfico, ofiolítico y turbidítico. La diferente densidad de las ofiolitas y las rocas metamórficas, permitió la exposición del terreno continental Chaucha a través de estructuras de cabalgamiento; el conglomerado de la Formación Las Trancas con bloques de esquisto verde y anfibolita, evidencia este levantamiento. En esta época se da también una fase de plutonismo que afecta a las rocas basálticas, provocando el metamorfismo de contacto reflejado en las cornubianitas de Tenguelillo.

En el Oligoceno-Mioceno, un volcanismo intermedio particular asociado con un importante volumen de magma y explosiones tipo caldera, dio lugar a la depositación de lavas y piroclastos del Grupo Saraguro (Hungerbühler D., 1997). Entre 28-23 Ma, una fase de compresión provocó el levantamiento Narihuiña, que expuso rocas infrayacentes de la unidad Pallatanga y de la Formación Las Trancas. Este levantamiento se correlaciona con el cinturón Gañarín y el sistema de fallas Girón (CODIGEM-BGS, 1997) que provocó el alineamiento de los cuerpos ígneos y un callejón de mineralización entre las fallas San Gerardo y Bulubulu. Una nueva etapa de extensión ocurrió en el Mioceno Temprano (23-20 Ma.), marcada por un corto evento de generación de magmas diferenciados, sus productos se desencadenan en erupción tipo caldera, con grandes flujos de ceniza e ignimbritas de composición riolítica, dando lugar a la depositación de las Formaciones La Fortuna y Jubones del Grupo Saraguro.

Los depósitos volcánicos y volcanosedimentarios del Mio-Plioceno, marcaron el final del volcanismo en la zona. Los sedimentos asociados en trabajos anteriores a la Formación Santa Isabel, ahora discriminados dentro de la unidad Abañín, se interpretan como parte de una cuenca intramontañosa (CODIGEM-BGS, 1997).

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la zona de interés, se localizan varios depósitos de minerales metálicos:

Mineralización de tipo mesotermal: Representada por los depósitos que forman el cinturón Tres Chorreras-La Tigrera-La Playa, presentan brechas mineralizadas (CODIGEM-BGS, 2000). Están asociados con cuerpos ígneos que, intruyen al Grupo Saraguro y a la Formación La Fortuna, que a su vez sobreyacen a los basaltos Pallatanga. La mineralización estaría situada en el límite de los dominios oceánico y continental (CODIGEM-BGS, 2000). En el contacto de los intrusivos con las tobas ocurren brechas tubulares mineralizadas, formando un amplio halo de diseminación de turmalina. La asociación mineralógica, está constituida por molibdenita, hematita, calcopirita, pirita y turmalina, contienen sulfuros y óxidos (calcopirita, esfalerita, bornita, malaquita y azurita).

Mineralización de tipo epitermal: Corresponde a los sitios mineros actualmente en explotación de Bella Rica, Gaby-Papa Grande y San Gerardo. Se agrupan en un tren nornoreste-sursuroeste; al noroeste de la falla regional Bulubulu y paralelo a la falla San Gerardo están asociados con pórfidos tonalíticos, brechas y “stockworks”, alojados en rocas básicas y ultrabásicas de Pallatanga y lavas del Grupo Saraguro (CODIGEM-BGS, 2000).

Durante la actualización de la Hoja geológica Machala, escala 1:100000, se identificaron tres indicios de mineralización metálica, que no están siendo explotados:

1). Se ubica entre San Jacinto y Pucul, (UTM: 660399E; 9666237N), asociado con un pórfido tonalítico; se observa mineralización de sulfuros en varios puntos del área, se estima una superficie mineralizada de 2 km^2.

2). Se ubica en el sector La Rica (UTM: 650815E; 9656964N), relacionado con tobas dacíticas de la Formación Las Trancas, presenta un amplio halo de alteración hidrotermal, por Difracción de Rayos X (DRX) presenta caolinita, clorita, vermiculita y montmorillonita

3). Se ubica en la quebrada Rosa de Oro (UTM: 659460E; 9660300N), asociado con el contacto entre el intrusivo granodiorítico de San Jacinto y rocas máficas de la Unidad Pallatanga.

Yacimientos detríticos: Relacionados con acumulaciones superficiales conteniendo oro libre, están presentes en ambos flancos del levantamiento Narihuiña, los drenajes que desembocan en el río Jubones y los que desaguan al mar arrastran partículas metálicas. Son conocidos los depósitos de placer del río Chico donde se explotaron aproximadamente 4000000 m^3 de grava, con ley promedio de 0,33 g/m^3 (Maquizaca y Potter, 1991).

Minerales Industriales: Son rocas ornamentales y materiales de construcción. Los niveles de sedimentos marinos de las turbiditas de la Formación Yunguilla, ofrece especialmente calizas silicificadas muy duras, aptas para ser cortadas y pulidas, además de carbonato de calcio que debe ser investigado para su empleo industrial. Se reportan también depósitos de arcillas caolinizadas, producto de la meteorización de tobas ácidas, igualmente cuerpos de vidrio volcánico susceptibles de ser explotados. La zona posee una importante fuente de grava y arena, útil para materiales de construcción y lastre en vías de comunicación, provenientes de los depósitos coluviales en las riberas del río Jubones, abanicos aluviales y terrazas.

REFERENCIAS.

ASPDEN J., BONILLA W., DUQUE P. (1995) The El Oro metamorphic complex, Ecuador: Geology and economic mineral deposits., Overseas Geology and Mineral Resources. Keyworth, Nottingham: British Geological Survey.

BALDOCK. (1982) Geología del Ecuador. Quito: Dirección General de Geología y Minas - DGGM.

BRISTOW C., HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International; Ecuador. Second edition. Second, 412. Paris.

CODIGEM-BGS. (1993) La Geología y el Potencial Mineral Económico del Complejo Metamórfico El Oro. Quito: Corporación de Desarrollo e investigación Geológico Minero Metalúrgico - CODIGEM**. CODIGEM-BGS. (1997)** Geology of the Cordillera of Ecuador Between 2°00' and 3°00' Sur. Quito: PRODEMINCA.

CODIGEM-BGS. (1998) Geochemical Reconnaissance Survey of the Cordillera Occidental of Ecuador Between 3°00 and 4°00 South. Quito.: PRODEMINCA.

CODIGEM-BGS. (2000) Geology of the Western Cordillera between 0°-1°N. Informe No. 10. CODIGEM, Programa de Información cartográfica y Geológica. Quito: PRODEMINCA.

FEININGER. (1978) Mapa Geológico (1:50000) de la Parte Occidental de la Provincia de El Oro. Escuela Politécnica Nacional, Quito.

FEININGER T., SILBERMAN M. (1982) K–Ar geochronology of basement rocks on the northern flank of the Huancabamba deflection, Ecuador. United States Geological Survey.

HUNGERBÜHLER D. (1997) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. Zurich, Switzerland: Institute of Geology, ETH.

INIGEMM. (2017a) Hoja Geológica Naranjal. Quito: Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico.

INIGEMM. (2017b) Hoja Geológica Santa Rosa de El Oro. Quito: Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico.

JAILLARD E. (2004) Stratigraphy of the late Cretaceous - Paleogene deposits of the Cordillera Occidental of central Ecuador: geodynamic implications. Journal of South American Earth Sciences, 49-58.

LAPIERRE H., BOSCH D., DUPUIS V., POLVÉ M., MAURY R., HERNANDEZ J. (2000) Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. Journal of Geophysical Research, v. 105, 8403-8421.

LITHERLAND M., ASPDEN J., JEMIELITA R. (1994) The Metamorphic belts of Ecuador. Keyworth, Nottingham: British Geological Survey.

LUZIEUX L., HELLER F., SPIKINGS R., VALLEJO C., WINKLER, W. (2006) Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. Earth and Planetary Science Letters, v. 249, 400-414.

MAMBERTI M. (2001) Origin and evolution of two distinct Cretaceous oceanic plateaus accreted in Western Ecuador (South America): petrological, geochemical and isotopic evidence. Universite de Lausanne.

MAQUIZACA B., POTTER M. (1991) Río Chico: Una mina de oro aluvial en el Ecuador. ECUMINAS S.A., Gisements Alluviaux, Quito.

NOBLE ET AL. (1994) U-Pb geochronology of the Cordillera Real and the El Oro Provinces, Ecuador. Berkeley California.

NOBLE S., ASPDEN J., JEMIELITA R., LITHERLAND M. (1994) U-Pb geochronology of the Cordillera Real and the El Oro Provinces, Ecuador. Berkeley California.

SCHÜTTE P. (2010) Geochronology, Geochemistry, and Isotopic Composition (Sr, Nd, Pb). Genebra, Suiza: Universidad de Ginebra.

SIGAL J. (1969) Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des formations sédimentaires de l'Equateur. Micropaleontology, 205–236.

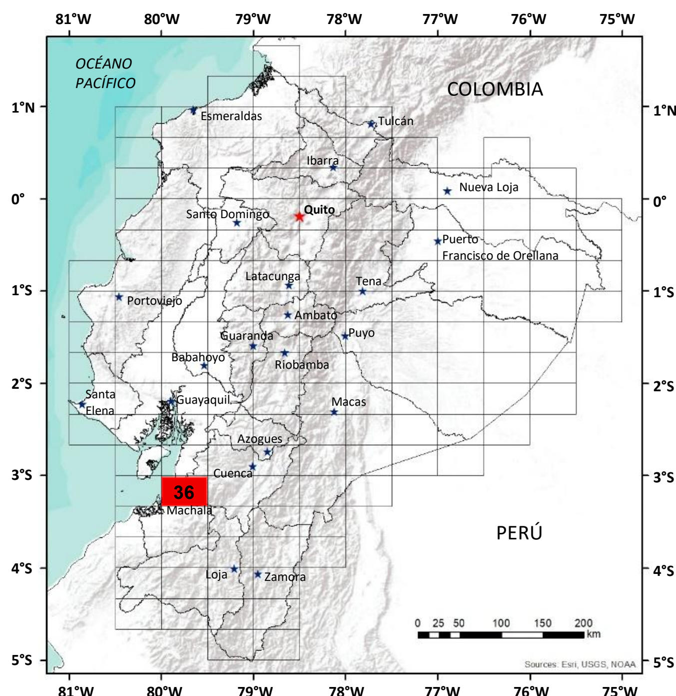
THALMANN. (1946) Micropaleontology of upper Cretaceous and Paleocene in western Ecuador. Bulletin of The American Association of Petroleum Geologists, Vol. (30), 337-347.

VALLEJO C. (2007) Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene). Zürich: Swiss Federal Institute of Technology Zürich.

VALLEJO C., WINKLER W., SPIKINGS R., LUZIEUX L., HELLER F., BUSSY F. **(2009)** Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. The Geological Society of America, 1-20.

WILKINSON, I. (1996) Foraminifera from a suite of slides from the Western Cordillera of the Ecuadorian Andes. Biostratigraphy and Sedimentology. Nottingham U.K.: Group BGS.

WITT C., BOURGOIS J., MICHAUD F., ORDÓÑEZ M., JIMÉNEZ N., y SOSSON M. (2006) Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. TECTONICS, v. 25(TC3017), pp. 22.



HOJA GEOLÓGICA-36
MACHALA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Machala se encuentra en el suroccidente del Ecuador e incluye sectores de las provincias de El Oro, Azuay y Guayas. Cubre una superficie aproximada de 1800 km². El acceso principal desde la ciudad de Quito hasta Machala se realiza por la vía Panamericana Sur. Desde Machala, se accede a las zonas montañosas del noreste mediante las vías principales Pasaje– Santa Isabel y El Guabo–Camilo Ponce Enríquez, así como, por caminos terciarios que conducen a localidades como Ponce Enríquez, Uzhcurrumi y Pucará. La región abarca el sector occidental del golfo de Guayaquil, particularmente el graben subsidente de Jambelí. La planicie costera se extiende desde el nivel del mar hasta los 150 m s. n. m., mientras que hacia el este el relieve se vuelve abrupto en la cordillera Occidental, alcanzando altitudes de hasta 3.800 m s. n. m., con pendientes que superan los 30° y una morfología montañosa irregular.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Mesozoico**, en el **Triásico Superior**, se formaron gneises graníticos, migmatitas y paragneises de grado metamórfico medio a alto, asignadas al **Gneis Limón Playa ($T3_{L}$)**. En el Jurásico Superior – Cretácico Inferior, se formaron las rocas metamórficas que constituyen la matriz del **Bloque Amotape–Tahuín**, representado por el **Melange Palenque ($J3K1_{Pq}$)**, esta unidad y sus inclusiones tectónicas son consideradas el basamento metamórfico del sur del país.

En el **Cretácico Superior** (73 a 70 Ma), el Terreno Piñón–Pallatanga se acreciona al margen continental a través de la falla Pujilí–Pallatanga [1], la cual se prolonga hacia el sur como falla Bulubulu hasta su convergencia con la falla Jubones. Este proceso coloca las rocas básicas y ultrabásicas de la **Formación Pallatanga ($K2_{Pa}$)**, en contacto con las rocas metamórficas del **Melange Palenque ($J3K1_{Pq}$)**. Hacia el **Maastrichtiano**, la **Formación Yunguilla ($K2_{Y}$)** se depositó discordantemente como una secuencia de turbiditas derivadas de la erosión de la Cordillera Real emergente, registrando la evolución temprana de la plataforma continental [1].

Durante el **Cenozoico**, en el **Eoceno Superior**, el vulcanismo calco-alcalino continental, asociado a la zona subducción, generó en el área de estudio a las formaciones de este grupo corresponden Ocaña y Las Trancas, que sobreyacen a la Formación Pallatanga y al Melange Palenque. La **Formación Ocaña (E_{O})** está conformada por tobas de cristales y tobas vítreas soldadas de composición dacítica y andesítica, posteriormente se deposita en discordancia la **Formación Las Trancas (E_{T})**, cuya secuencia inicia con un conglomerado basal que contiene bloques de filitas, cuarcitas y basaltos, reflejando la evolución geodinámica del margen. Al finalizar el **Eoceno**, ambas formaciones habrían experimentado una fase de deformación y erosión previa a la depositación de las formaciones más jóvenes [2].

Durante el **Oligoceno** se registró una fase de vulcanismo intenso de composición intermedia, con elevado volumen magmático y eventos eruptivos tipo caldera. Este proceso dio lugar a la **Formación Corral Viejo ($O?_{Cv}$)**, compuesta por lavas y piroclastos andesíticos [3]. Entre los 28 a 23 Ma, se produjo una fase de compresión que originó el levantamiento del bloque Narihuiña, exhumando las formaciones Pallatanga y Las Trancas. Este levantamiento se correlaciona con el cinturón Gañarín y el sistema de fallas Girón [4], los cuales condicionaron la intrusión de cuerpos ígneos granodioríticos, cuarzodioríticos y dioríticos en la región, además rocas subvolcánicas tonalíticas.

Una nueva etapa extensional entre el **Oligoceno Superior** al **Mioceno Inferior** (23 a 20 Ma) estuvo acompañada por un evento magmático de corta duración que generó magmas diferenciados y erupciones tipo caldera, con emisión masiva de cenizas e ignimbritas riolíticas; este evento, dio origen a las formaciones **La Fortuna (OM_{F})** y **Jubones (M_{J})**.

Aún en el **Mioceno Inferior** (~18 Ma), la actividad volcánica decreció dando paso al depósito de materiales volcánicos y volcanosedimentarios, que marcó el fin del vulcanismo regional y el inicio de un nuevo contexto geodinámico. Estos sedimentos se acumularon en una cuenca intramontañosa y dieron lugar a las formaciones **Santa Isabel (M_{Sa})** y **Rosa de Oro (M_{Ro})** [4].

En el **Cuaternario** se formaron diversos tipos de depósitos, entre ellos los **Coluviales (Q_C)**, desarrollados como rellenos en microcuencas de zonas con pendiente pronunciada en los flancos del levantamiento Narihuiña. Los depósitos de **Llanura Aluvial (Q_{La})** se localizan entre la cordillera y la costa, conformados por terrazas poco desarrolladas debido al corto recorrido de los ríos. Los **Abanicos Aluviales (Q_{Aa})** se generan en el contrafuerte cordillerano. En la zona de influencia mareal, los **Depósitos Costeros Supramareales (Q_{Sm})** están compuestos por limos, arcillas y arenas estratificadas, afectados por variaciones batimétricas y fluviales.

Destaca la presencia de la Falla Jubones, de orientación E–O, que constituye una zona de sutura tectónica entre el bloque Piñón–Pallatanga y el bloque Amotape–Tahuín. Al norte de esta falla afloran las rocas del basamento oceánico, cubiertas tectónica o discordantemente por sedimentos turbidíticos marinos del **Cretácico Superior**.

Otras estructuras de importancia regional son la Falla La Tigrera y ramales de la Falla Bulubulu, que controlan la deformación de la meseta volcánica de Chilla, donde aflora un extenso campo volcánico deformado del arco continental de edad **Oligoceno**. Además, se reportan las fallas Río Chico, Río Tenguel, Río Margarita, Río Bonito y Río Buriyacu.

Durante el **Mioceno** se desarrolla una nueva fase del arco volcánico continental, con depósitos dispuestos subhorizontalmente, lo que sugiere una relativa estabilidad tectónica y ausencia de deformación posterior en ese intervalo temporal.

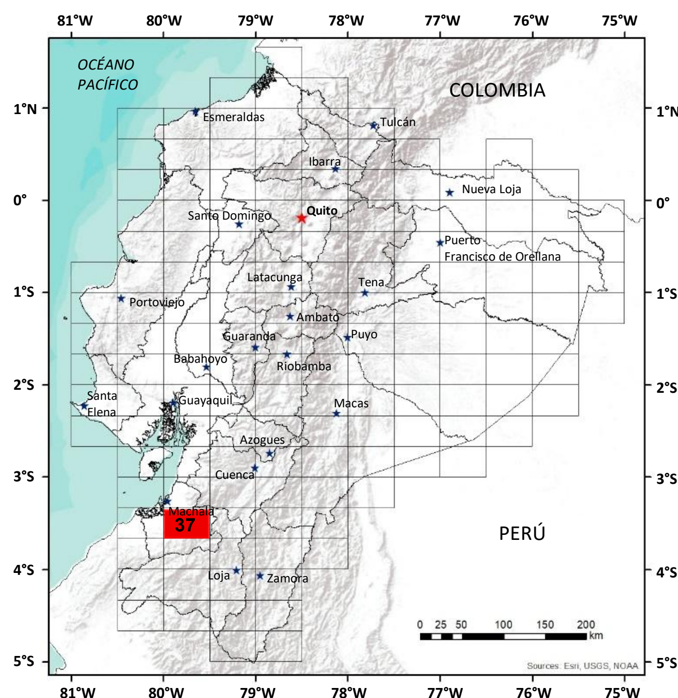
REFERENCIAS

[1] C. VALLEJO (2007) Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene) (Doctoral Thesis), Zürich: Swiss Federal Institute of Technology Zürich.

[2] P. DUNKLEY Y A. GAIBOR (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°00’ and 3°00’ S, Quito: CODIGEM-BGS.

[3] D. HUNGERBÜHLER (1997) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications, Zurich: Switzerland.

[4] W. PRATT, J. FIGUEROA Y B. FLORES (1997) Geology of the cordillera Occidental of Ecuador between 3°00’ and 4°00’ S, CODIGEM-BGS, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-37
SANTA ROSA (1986)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Santa Rosa, se halla ubicada en el extremo suroeste del Ecuador en la Provincia de El Oro.

Su principal vía de acceso lo constituye el carretero Guayaquil-Santa Rosa-Piñas. La temperatura y los regímenes lluviosos varían de acuerdo con la ubicación geográfica y a la época del año.

Según el Boletín Climatológico publicado por el INAMHI, en el área de la Hoja se encuentran tres tipos de climas de Este a Oeste, así: Mesotérmico, Semihúmedo, Tropical Monzón y Tropical Sabana. En general la vegetación se presenta muy densa en las estribaciones de la cordillera variando a moderada e incluso escasa en algunos sitios. La zona comprendida entre Pasaje-Buenavista-Motuche y Santa Rosa se encuentra intensamente cultivada.

GEOLOGÍA

En la zona se encuentran afloramientos de rocas que varían en edad desde el Precámbrico hasta el Holoceno. Existen las siguientes secuencias: un basamento de rocas metamórficas denominadas Grupo Piedras, rocas paleozoicas del Grupo Tahuín, rocas metamórficas del Cretáceo llamadas Formaciones Raspas y El Toro, rocas volcánicas cretácicas de la Formación Celica y rocas volcánicas jóvenes de las Formaciones Saraguro, Chinchilla y Tarqui. Rocas intrusivas principalmente de tipo granodioríticas, también afloran:

Grupo Piedras (Pc-Pq, Pc-Pqv, Pc-Pa) (Precámbrico): Este Grupo comprende rocas metamórficas de composición máfica, rocas cuarzo pelíticas y gneis granítico. Afloran en el extremo suroeste de la Hoja a manera de una franja que se extiende de Este a Oeste.

Las rocas máficas de alto grado son anfibólitas gnéisicas de grano fino a grueso, en cambio las de bajo grado son esquistos verdes y rocas verdes.

Dentro de las rocas cuarzo-pelíticas, las de alto grado están constituidas por esquistos muscovíticos y las de bajo grado por cuarcitas sericíticas. En el río Piedras la anfibolita presenta grano fino con textura lepidoblástica finamente laminada, está constituida por hornblenda y plagioclasa. Se encuentran pocos afloramientos frescos de esquistos verdes, el color de las rocas varía de verde claro a verde obscuro, se encuentran por lo general muy plegadas y fracturadas según se observó en los carreteros Zaracay-Veracruz y Zaracay-Piedras Tahuín. Al Oeste de la población de Piedras, se encuentra un afloramiento de esquistos cuarcíferos de textura lepidoblástica y cuarcita masiva. El espesor estratigráfico del Grupo Piedras se supone que es de rango de los miles de metros (Feininger T., 1975). La edad tampoco se conoce, subyace al grupo Tahuín de edad paleozoica. Probablemente es equivalente a la anfibolita de Portovelo la cual ha dado una edad radiométrica de 732 ± 14 millones de años (Snelling, 1973).

Grupo Tahuín (Pz-T_2, Pz-T_3, Pz-T_a, Pz-T_4) (Paleozoico?): Kennerley (1973) reconoce a estas rocas como “Serie Tahuín” con cinco unidades, de las cuales una no es metamórfica.

Las rocas de este grupo que afloran al Norte y Suroeste de la Hoja se encuentran limitadas: al norte por los sedimentos cuaternarios, al sur por la Serpentina El Toro y las rocas de la Formación Raspas de edad cretácica, al Este por una gran falla que da lugar al contacto de las rocas metamórficas con las volcánicas de la Formación Celica y al Oeste por el límite de la Hoja.

Feininger (1975) divide a este grupo en cuatro unidades, de las cuales la primera comprende areniscas grises y lutitas intercaladas, sin metamorfismo; la segunda cuarcitas, esquistos y filitas, la tercera gneis finogranular y la cuarta gneis y migmatita graníticos. Las unidades segunda, tercera y cuarta afloran también en el Norte y Noreste de la Hoja Chilla, escala 1:50000.

En el extremo Sur de la Hoja El Playón escala 1:50000 se presenta igualmente la unidad cuarta como una franja con sentido Este-Oeste. Las rocas del Grupo Tahuín se encuentran descansando aparentemente en concordancia sobre las del Grupo Piedras, en cambio su contacto con las rocas de El Toro y Raspas es fallado (falla La Palma). El espesor total de las rocas del Grupo Tahuín excede los 10000 metros (C. R. Bristow, R. Hoffstetter, 1977).

Formación Raspas (K_R) (Cretácico): La Formación ha tomado el nombre de la quebrada Raspas ubicada al sur de la población Chilcas, debido a que en ella existen excelentes afloramientos considerados típicos (C. R. Bristow, R. Hoffstetter, 1977).

Rocas de esta Formación se encuentran en la parte central de la Hoja El Playón escala 1:50000. Son rocas metamórficas de alta presión, en las que predominan los esquistos pelíticos de grano medio a grueso compuestos por cuarzo y mica blanca. Intercalados con éstos se encuentra la eclogita y los esquistos glaucofánicos.

En la eclogita predominan las texturas granoblásticas porfiroblásticas con cristales de granate y omfacita, la roca va desde casi masiva a fuertemente bandeada.

El esquisto glaucofánico es finogranular de color azul por la presencia de glaucofana, con textura porfiroblástica. Las rocas y los minerales de alta presión de esta Formación fueron descritas por Feininger (1975).

El espesor de la Formación Raspas excede los 2000 metros (C. R. Bristow, R. Hoffstetter, 1977). La Formación se encuentra encajada en la Serpentinita El Toro, dataciones realizadas en los esquistos pelíticos dieron 132 ± 5 Ma, o sea Cretáceo Inferior, es casi seguro, ésta es la edad de levantamiento de las rocas metamórficas de alta presión (C. R. Bristow, R. Hoffstetter, 1977).

Formación Serpentina El Toro (Kus) (Cretácico): Hacia el Norte de la población de Tahuín se destaca el Cerro El Toro, formado básicamente por serpentina; de allí tomaron su nombre las rocas de esta Formación (Feininger, 1975). Este gran cuerpo de serpentina ha sido el de mayores dimensiones que se conoce en el país, en la zona ocupa la parte central y sur de la Hoja El Playón, escala 1:50000.

Se ha reconocido, en el área de estudio, otro cuerpo notablemente más pequeño que aflora en el extremo noreste de la Hoja Santa Rosa, escala 1:50000.

En la Serpentina El Toro predomina el color verde con variedad de tonos entre claro y muy obscuro o negro, el tamaño del grano es por lo general fino, la roca tiene un aspecto masivo, pero también esquistoso. El grado de serpentinización también es variable. Según Feininger (1975) solamente en las cabeceras de la Quebrada El Toro se han encontrado protolitos que no están serpentinizados, esta roca puede ser una dunita compuesta por olivino, ortopiroxeno y clinoanfíbol.

Debido a que la serpentina se halla intruyendo a las rocas del Grupo Piedras y Tahuín se la considera más joven que éstas y como ven que la Formación Raspas se encuentran a manera de una gran inclusión en la Serpentina, la que se considera por lo tanto más joven que la Formación mencionada; su edad sería Cretácica superior (Feininger, 1975).

Rocas Volcánicas (Kc) (Formación Celica Cretácico): La Formación lleva el nombre de la población Celica ubicada a 85 kilómetros hacia el Oeste de Loja.

En la zona de estudio, esta Formación se halla ocupando una gran parte de la Hoja Ayapamba, y en el suroeste de la Hoja Chilla y este de la Hoja El Playón, escala 1:50000.

La Formación consiste principalmente de andesitas con aspecto homogéneo y masivo de color verde, presenta siempre material afanítico en la matriz debido al enfriamiento rápido de las lavas, predomina la textura porfirítica con fenocristales máficos y de andesina-labradorita.

La zona marcada con puntos presenta alteración hidrotermal, el contacto ha sido determinado en forma aproximada con el empleo de fotografías aéreas.

Hacia el tope de la Formación se encuentran interestratificaciones de lutitas y argilitas.

Hacia el Suroeste de la Formación Celica entra en contacto con las rocas metamórficas de Piedras, Tahuín y El Toro mediante una gran falla regional cuyo rumbo aproximado es noroeste-suroeste.

En cuanto a su edad, ésta no ha sido determinada con precisión, el tope por razón del contacto transicional con la Formación Yunguilla (aflorante en otros sectores de la cordillera y de edad Maestrichtiano), puede ser Campaniano y por los estudios realizados de la base de la Formación Alamor, también aflorante en otros sectores de la cordillera, de edad Cretácica Superior y en contacto transicional con la Celica, ésta correspondería al Cretácico Superior (C.R. Bristow, R. Hoffstetter, 1977).

Formación Saraguro (Os) (Oligoceno-Mioceno): Afloramientos típicos de esta Formación se encuentran en los valles cercanos a Saraguro y Oña, de donde toma su nombre. Se caracteriza por la alternancia de lavas y piroclastos, con mayor abundancia de los segundos existen además sedimentos interestratificados. Los piroclastos son de granulometría variada, desde tobas muy finas hasta aglomerados gruesos.

Generalmente se encuentran también tobas aglomeráticas con bloques de lava incorporada en una matriz tobácea amarilla, las lavas andesíticas porfiríticas. Se observan también estratificaciones de tobas, aglomeradas e ignimbritas.

Hacia el Oeste, la Formación Saraguro se encuentra descansando discordantemente sobre las rocas metamórficas del Grupo Tahuín.

En su límite sur se halla sobrepuesta concordantemente por la Formación Chinchillo.

En la Hoja, la Formación Saraguro ocupa un sector relativamente pequeño en la parte noreste, tienen un suave buzamiento hacia el Suroeste.

La potencia ha sido estimada en alrededor de los 3000 metros. Estratigráficamente en la Hoja Saraguro la edad asignada para esta Formación es el Eoceno, aunque según las edades radiométricas presentadas por Snelling (1974) de 26 millones de años, corresponde al límite Oligoceno-Mioceno.

Formación Chinchillo (Mchi) (Mioceno): Esta Formación ha tomado su nombre de la Laguna Chinchillo ubicada a 18 kilómetros al Oeste de Saraguro.

Consta de lavas y piroclastos, las lavas son principalmente andesíticas y riolitas porfiríticas, estas últimas tienen abundantes fenocristales de cuarzo. Los piroclastos son aglomerados y tobas.

Dentro del área en estudio, se encuentra ocupando una vasta zona en la parte Central y Sureste de la Hoja Chilla, escala 1:50000 y una pequeña zona al Norte de la Hoja Ayapamba, escala 1:50000. Esta Formación descansa concordantemente en el Norte y Oeste sobre la Formación Saraguro. Descansa discordantemente hacia el Noroeste sobre rocas del Grupo Tahuín y hacia el Sur y Suroeste sobre la Formación Celica donde se observa claramente una discordancia angular por la horizontalidad marcada que presenta la Formación Chinchillo.

La potencia estimada para esta Formación es de 1500 metros (Hoja Saraguro).

La edad se considera como el Mioceno. Según las dataciones radiométricas, la Formación Chinchillo es post-oligoceno (Snelling, 1974).

Formación Puná (PlPu) (Plioceno): La Formación Puná toma el nombre de la Isla Puná en la desembocadura del río Guayas.

Geólogos de la Dirección General de Geología y Minas, han dividido esta Formación en dos miembros: el Superior o Lechuza y el Inferior o Placer. El primero está compuesto por calizas impuras con restos de moluscos y cantos pequeños de cuarcita y chert negro. El segundo miembro consiste de lutitas grises, amarillas y cafés con numerosas capas de limo y arena.

En la zona de estudio no se encuentran afloramientos de esta Formación pues se halla cubierta por una gruesa capa de sedimentos cuaternarios.

Solamente se le ha encontrado en sitios excavados para la construcción de canales de riego en la parte Noroeste de la Hoja, donde presenta arenas débilmente consolidadas y arcillas interestratificadas con conglomerados, en algunos lugares puede apreciarse una estratificación cruzada. Algunas medidas tomadas dan un rumbo general Este-Oeste con ligeros buzamientos al Norte.

Según la última interpretación con los geólogos de la Dirección General de Geología y Minas, la potencia de la Formación Puná sobrepasa los mil metros. Los fósiles cuyos sitios están señalados por Bushnell (1938) entre Punta Española y Punta Pólvora corresponden a aguas poco profundas y comprenden 19 especies de moluscos, Pilsbry y Olsson atribuyeron la Formación Puná al Plioceno.

Aluvión Terciario: En la Hoja este material ha sido encontrado en dos sitios ocupando una pequeña superficie, uno en la parte Central Oeste y otro en el Suroeste. Consiste principalmente de gravas, arenas, limos y arcillas sin consolidarse, presentan estratificación fluvial.

Las gravas están constituidas principalmente por fragmentos de esquisto, gneis y anfibolita.

Los Geólogos Petroleros asignan a estos depósitos una edad Pliocénica, esta edad pre-cuaternaria se justifica por cuanto en ciertas partes, el nivel de estos depósitos se eleva hasta unos cuarenta metros sobre la planicie costanera actual sugiriendo un levantamiento epirogénico, además estos depósitos tienen un alto grado de erosión y la falta de litificación a través de todo su espesor no permite asignar una edad mayor al Plioceno (Feininger, 1975).

Terrazas (t) (Holoceno): Dentro del área de trabajo se aprecian algunas terrazas de poca extensión generalmente se han formado al pie de la zona montañosa, tienen un ligero buzamiento hacia el Oeste, su material consiste de cantos, gravas, arenas y arcillas sin clasificación.

Depósitos Coluviales (c) (Cuaternario): Estos se encuentran distribuidos en forma dispersa en casi toda la superficie de la Hoja, son de varias extensiones, se destaca un gran depósito en el extremo Noroeste de la Hoja, forma suaves relieves, subplanicies pequeñas. El material se encuentra depositado en forma caótica, existen grandes bloques redondeados de aglomerados volcánicos con diversidad de clastos.

Depósitos Aluviales (r) (Cuaternario): Constan predominantemente de limos, arenas, gravas y cantos de varios tamaños depositados junto a los cauces de los ríos. Debe hacerse la diferenciación de una franja costanera en el extremo Oeste de la Hoja Santa Rosa, escala 1:50000, que es una zona de anegación en la que se distinguen depósitos de arena, limos y cienos muy finos donde se desarrollan los manglares y salitrales.

ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS

En casi toda el área objeto del presente estudio, ha sido posible ubicar afloramientos de rocas intrusivas como cuerpos aislados grandes y pequeños. De acuerdo a su tamaño pueden citarse a continuación los siguientes: Paccha, El Molino, Río Raspas. Se encuentran intruyendo las rocas del Grupo Tahuín. Las rocas de la Formación Celica también se hallan intruidas por estos cuerpos, los contactos son en ocasiones fallados.

Los intrusivos son de composición cuarzodiorítica y granodiorítica. No se han hecho dataciones radiométricas por lo que no se conoce su edad precisa.

ESTRUCTURAS

Las rocas metamórficas presentan foliaciones bien marcadas y definidas, predominan los rumbos E-W con pequeñas variaciones hacia el Norte y Sur, igual sus buzamientos que generalmente son fuerte varían hacia el Norte y Sur.

Los ejes de los pliegues medidos en los diferentes cortes fluctúan entre 60° y 130° con plunges también variables entre 10° y 70° al NE o al W.

Existen zonas intensamente falladas y otras que lo están solo moderada o escasamente. Se destacan dos fallas regionales: la de Portovelo que aflora en la Hoja del mismo nombre y continúa en la Hoja Santa Rosa; esta falla origina el contacto entre las rocas metamórficas y las volcánicas de la Formación Celica. La falla de La Palma, con rumbo E-W se encuentra aproximadamente en el Centro Oeste de la Hoja El Playón, escala 1:50000, está íntimamente relacionada con el emplazamiento del cuerpo de serpentina y las rocas metamórficas de alta presión relacionadas.

La mayor parte de las rocas del área presentan diaclasamientos, éste generalmente es perpendicular al rumbo de las estructuras, es frecuente encontrar estas diaclasas rellenas de cuarzo lechoso.

HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas del Grupo Piedras se formaron en un dorsal oceánico en el precámbrico Superior donde probablemente se metamorfizaron, de acuerdo con la teoría expuesta por Miyashiro (1973), sobre dorsales oceánicas.

Los protolitos de las cuarcitas, esquistos sericíticos fueron sedimentarios pelíticos y cuarzosos depositados sobre el basamento.

Posteriormente, en el Paleozoico Inferior se depositaron sobre una pendiente continental los sedimentos originales de las rocas conocidas como Grupo Tahuín, el basalto que luego se transformaría en las anfibolitas de este Grupo es el único indicio de actividad volcánica contemporánea con esta depositación.

Luego de un largo período de levantamiento y erosión, se depositaron las rocas cretácicas, lo que se comprueba por la discordancia angular que existe entre éstas y las rocas más antiguas.

Las rocas de la Formación Raspas se metamorfizaron en una zona de Benioff a gran profundidad, y a consecuencia del tectonismo posterior tanto estas rocas como las de la Formación Serpentina El Toro sufrieron grandes cambios mineralógicos y texturales.

La Formación Celica se originó en un arco volcánico en medio de un ambiente de sedimentación, el área originó abundante material andesítico y tobas, en medio de una alternancia de calizas y tobas finamente bandeadas.

En el Paleoceno y Eoceno no se produce depositación sedimentaria, la actividad volcánica se reinicia y continúa durante el Oligoceno y Mioceno con la depositación en un ambiente eminentemente continental de lavas andesíticas, riolíticas e intercalaciones de productos piroclásticos, estos materiales corresponden a las Formaciones Saraguro y Chinchillo.

En la Costa, durante el Plioceno, la Cordillera Tahuín fue la fuente de aportes sedimentarios para la Formación Puná, la misma que luego de una regresión es cubierta en su mayor parte por sedimentos sueltos del Cuaternario.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El área sur de la Hoja Ayapamba, escala 1:50000, constituye una zona importante en cuanto a posibilidades mineras debido a que es parte de lo que se considera como el Distrito Minero de Portovelo, cuyos yacimientos polimetálicos empezaron a explotarse desde hace mucho tiempo.

Las minas de ECUABA localizadas en la parte central de la Hoja El Playón escala 1:50000, se encuentran en proceso de explotación, es también un yacimiento polimetálico pero la obtención de estibina (antimonio) ocupa el primer lugar, este yacimiento ha sido reconocido en rocas del Grupo Tahuín.

Entre las poblaciones de Chilla y Pacto existe una amplia zona de alteración hidrotermal, relacionada posiblemente a un cuerpo granodiorítico que intruye a la Formación Celica. La mineralización se encuentra diseminada, aunque también parece tener relación directa con las fallas allí encontradas. En la falla de contacto entre las Formaciones Chinchillo y Celica también se encuentra mineralización con la presencia de minerales polimetálicos.

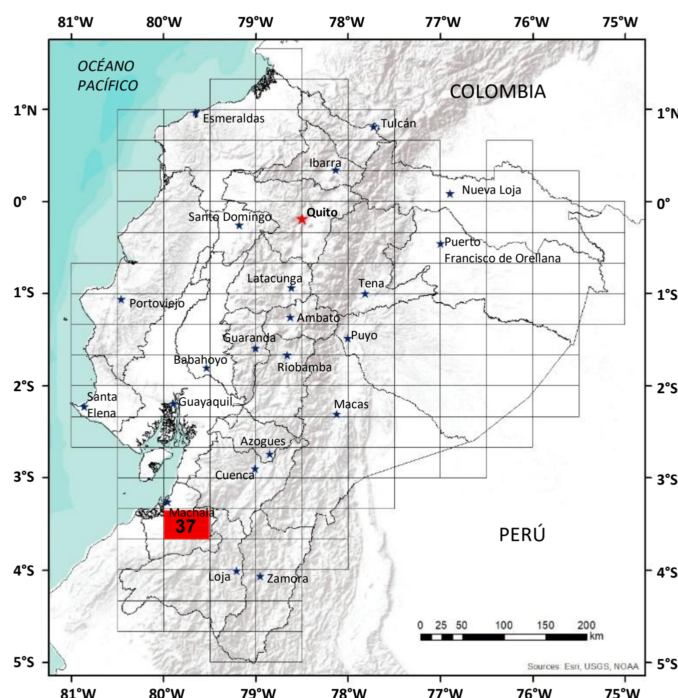
REFERENCIAS

FEININGER T. (1975, diciembre) Geología de la zona Arenillas-Puyango.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique Internacional, Volume V. Amérique Latine-Equateur.

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province Southern Ecuador.

KENNERLEY J. B., ALEMANIA L., CALLE J. (1972) Hoja Geológica Saraguro.



HOJA GEOLÓGICA-37
SANTA ROSA DE EL ORO (2017)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica Santa Rosa de El Oro se ubica en la provincia de El Oro, en el extremo suroeste del Ecuador y cubre una superficie aproximada de 2047 km^2. El acceso principal por vía terrestre es a través de la carretera Panamericana por la Troncal de la Costa hasta Machala. La red vial es bastante densa y en buen estado. Morfológicamente incluye los dominios de la llanura costanera y parte de la cordillera Occidental, con un rango altitudinal de 10 a 3920 msnm. El relieve al noroeste del área está caracterizado por la planicie costanera que presenta una topografía plana con cotas entre 0 y 10 msnm. Al sur y suroeste el elemento morfológico que predomina es la cordillera Dumari–Panupali cuyas cotas oscilan entre 600 y 1200 msnm. Al este los relieves montañosos forman parte de las estribaciones de la cordillera Occidental, siendo los elementos morfológicos más representativos los contrafuertes de Chilla, Corredores, Daucay, Yacuviña y Filo Mal Paso, con altitudes que varían entre 1400 y 3900 msnm.

GEOLOGÍA

Los dominios y ambientes geotectónicos involucrados en el área de investigación son el Bloque Amotape Tahuín (BAT) que constituye el basamento metamórfico y el volcanismo terciario de arco continental.

El BAT comprende la faja metamórfica de las cordilleras de Amotape en Perú y Tahuín en Ecuador. Según Aspden y otros (1995), de sur a norte el bloque incluye las rocas metasedimentarias paleozoicas del Grupo Tahuín que se encuentran tectónicamente asociadas al Complejo Granitoide Moromoro y Complejo Máfico Piedras, ambos de edad triásica. Entre las fallas La Palma - El Guayabo y Zanjón Naranjo se encuentra el Complejo Ofiolítico Raspas de edad cretácica. Al norte de la falla La Palma - El Guayabo se describen bloques metamórficos triásicos de diferente magnitud englobados en una matriz de la denominada División Mélange Palenque.

Este basamento metamórfico está cubierto discordantemente por el volcanismo continental calcoalcalino, representado por rocas del Grupo Saraguro del Oligoceno tardío al Mioceno temprano (Dunkley y Gaibor, 1997) y volcánicos recientes.

Los problemas geológicos abordados en la zona de estudio son la caracterización de esquistos verdes que se encuentran como componentes litológicos tanto en el Complejo Máfico Piedras como en el Complejo Ofiolítico Raspas. También se enfocó la discriminación del Mélange Palenque para lo cual se definieron dos nuevas unidades nombradas Campo Real y El Guayabo. Las rocas del arco volcánico continental Cenozoico fueron discriminadas en varias unidades que se manifiestan como diferentes pulsos y eventos que se extienden a lo largo del Paleógeno y Neógeno.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Quebrada Plata (TR_{Pp}) (Triásico): (Aspden y otros, 1995). Forma parte del Complejo Máfico Piedras y se presenta como una faja alargada con dirección aproximada E–O, al sur del área de estudio. Principalmente se expone en la quebrada Piedras (UTM: 620634E; 9596384N) y en la vía Zaracay-Piñas (UTM: 632633E; 9624108N). Litológicamente está compuesta por anfibolitas y en menor cantidad por esquistos verdes interpretados como anfibolitas retrógradas. Según los análisis geoquímicos realizados en el estudio de Aspden y otros, (1995) muestran afinidad de basaltos de dorsal oceánico (MORB) con poca variación por metasomatismo ocasionado por subducción. Estudios radiométricos U -Pb en zircones en una sección del río Piedras, han proporcionado una edad de 221 ±18 Ma (Noble y otros, 1997).

Unidad Arenillas (TR_{Pa}) (Triásico): (Aspden y otros, 1995). Constituye una inclusión tectónica limitada por fallas de rumbo E–O, dentro de la Unidad Limón P laya y agrupada en el Complejo Máfico Piedras, equivalente norte de la Unidad Quebrada Plata. Litológicamente está conformada por una secuencia monótona de anfibolitas muy homogéneas de grano fino a medio. Afloramientos moderadamente frescos se encuentran expuestos al noroeste del sector La Pereira (UTM: 614269E; 9606805N). Análisis de roca total realizados en los estudios de Aspden y otros (1995), en las anfibolitas de esta unidad sugieren que geoquímicamente son idénticas a las rocas de la Unidad Quebrada Plata, por lo cual también se le atribuye una edad del Triásico Tardío.

Unidad Taqui (TR_{Pt}) (Triásico): (Aspden y otros, 1995). Corresponde a un lente tectónico de dirección E–O equivalente a la Unidad Quebrada Plata. La localidad tipo se ubica en el sector Peña de Taqui (UTM: 658009E; 9628070N). Litológicamente está constituida por metabasaltos y anfibolitas de grano fino. La edad de la Unidad Taqui no ha sido establecida, sin embargo, con base en la correlación con la Unidad Quebrada Plata se considera del Triásico Tardío (Aspden y otros, 1995).

Unidad La Bocana (TR_{Mb}) (Triásico): (Aspden y otros, 1995). Pertenece al Complejo Granitoide Moromoro. Las rocas se exponen principalmente en el sector Santa Teresita (UTM: 620904E; 9595450N). Comprende gneises de grano medio a grueso de alto grado metamórfico con granate, metagranodioritas y migmatitas. La edad promedio de esta unidad, determinada por K/Ar en biotitas y moscovitas es de 213±6 Ma y mediante Sm-Nd se obtuvo una edad de 219±22 Ma (Aspden y otros 1995). Basado en estudios geoquímicos las granodioritas y granitoides de La Bocana son principalmente de tipo S en carácter, pero podrían también contener granitoides tipo I.

Unidad Quera Chico (TR_{Mq}) (Triásico): (Aspden y otros, 1995). Equivalente a la Unidad La Bocana del Complejo Moromoro. Se expone principalmente en los sectores Quera Chico (UTM: 651298E; 9627403N) y Gallo Cantana (UTM: 650839E; 9618686N). Litológicamente se compone de una secuencia monótona de gneises, migmatitas y metagranodioritas. La edad de Quera Chico no se conoce con certeza, sin embargo, por similitud con sus unidades equivalentes, se estima del Triásico tardío (Aspden y otros, 1992)

Unidad Limón Playa (TR_{Ml}) (Triásico): (Aspden y otros, 1995). Constituye una inclusión tectónica equivalente a la Unidad La Bocana. Se expone a lo largo del río Santa Rosa (UTM: 616725E; 9607338N) y al este de El Guayabo (UTM: 625046E; 9603818N). Compuesta principalmente por gneises de composición cuarzo-feldespático y migmatitas. Su edad fue determinada con el método U-Pb en circones, obteniendo así un promedio de 200 ± 19 Ma correspondiente al Triásico tardío (Noble y otros, 1997). En la Unidad Limón Playa no se han realizado estudios geoquímicos, sin embargo, por correlación con la Unidad la Bocana se sugiere la misma afinidad geoquímica.

División Mélange Palenque (JK_{P}) (Jurásico-Cretácico): (Aspden y otros, 1995). Es interpretada como la matriz de un complejo regional de mélange que comprende rocas metasedimentarias de grado bajo a medio. Los principales afloramientos se localizan en los cortes Palenque–Campo Real (UTM: 636185 E; 9626675N) y Vega Rivera–Dos Bocas (UTM: 634128E; 9620580N). Está constituida por filitas esquistosas, pizarras, cuarcitas, esquistos cuarzo - feldespáticos, esquistos cuarzo - sericíticos y esquistos cloríticos. Se han realizado varios intentos directos para datar la edad del mélange, con resultados infructuosos. Sin embargo, con base en consideraciones geológicas regionales, se interpreta una edad Jurásica Tardía a Cretácica Temprana (Aspden y otros, 1995).

Unidad Campo Real (JK_{Cr}): Nueva unidad discriminada de la División Mélange Palenque, representa una inclusión tectónica formada por lentes discontinuos con rumbo E–O. La localidad tipo se ubica en los poblados de Campo Real (UTM: 639418E; 9624575N) y Palenque (UTM: 637444E; 9626139N). Comprende litodemas generalmente concordantes entre sí que incluyen harzburgitas y gabros serpentinizados dentro de una matriz de metapelitas de bajo grado metamórfico entre filitas esquistosas, filitas sericíticas, esquistos cuarzo feldespáticos y cuarcitas, fuertemente tectonizadas y fragmentadas. Se asume la misma edad de la División Melange Palenque.

Unidad El Guayabo (JK_{Gy}) (Jurásico Cretácico): Discriminada como una nueva inclusión tectónica de la División Mélange Palenque. Los afloramientos más representativos se ubican en el sector El Guayabo (UTM: 626749E; 9602892 N) y en la quebrada Sabayán (UTM: 628270E; 9602433N). Esta unidad litodémica está compuesta por intercalaciones de esquistos verdes entre esquistos pelíticos grafitosos de grano fino a medio. No se tienen elementos para precisar la edad, pero por su disposición tectónica en el mélange se asume que es coetánea con la División Mélange Palenque.

Unidad La Chilca (K_{Or}) (Cretácico): (Aspden y otros, 1995). Constituyen rocas metamórficas de alta presión que forman parte del Complejo Ofiolítico Raspas. La localidad tipo es el sector La Chilca (UTM: 620127E; 9602211N) y la quebrada Raspas (UTM: 618173E; 9601352N). Está constituida por esquistos pelíticos, esquistos azules y eclogitas. Dataciones K-Ar (Feininger, 1982), Ar-Ar, y Lu-Hf (John y otros, 2009) concuerdan con una edad del Cretácico temprano en un rango de 127±1 Ma y 132±5 Ma. Estudios geoquímicos realizados por Arculus y otros (1999), Bosch y otros (2002) y John y otros (2009), sugieren que los protolitos de las eclogitas fueron típicos basaltos con afinidad MORB, los esquistos azules provienen de la exhumación de montañas submarinas y los esquistos pelíticos de alta presión provienen de sedimentos de corteza continental.

Unidad El Toro (K_{Ot}) (Triásico): (Aspden y otros 1995). Forma un megabloque tectónico lenticular que engloba a la Unidad La Chilca, limitado al norte por la falla La Palma - El Guayabo y al sur por la falla Represa Tahuín. La localidad tipo se ubica en el cerro el Toro (UTM: 611070E; 9600127N). Litológicamente está constituida por harzburgitas serpentinizadas y serpentinas de textura esquistosa. Análisis químicos de roca total indican que estas rocas pueden clasificarse como ofiolitas de zona de suprasubducción, íntimamente ligadas a las unidades La Chilca y Río Panupali y de edad similar (Aspden y otros 1995).

Unidad Río Panupali (K_{OP}) (Triásico): (Aspden y otros 1995). Interpretada como el cascarón externo del Complejo Ofiolítico Raspas. Está expuesta principalmente en la quebrada Panupali (UTM: 631780E; 9596455N). Litológicamente comprende esquistos verdes prógrados masivos y foliados. La presencia de granate y glaucofana evidencia que estas rocas pertenecen a una facies de alta presión al igual que la Unidad La Chilca, por lo tanto, se asume son coetáneas. Geoquímicamente los esquistos verdes son distintos a las anfibolitas del Complejo Máfico Piedras, ya que indican variaciones de la composición MORB original debido a metasomatismo relacionado con subducción (Aspden y otros, 1995).

Unidad Calera (OM_{Ca}) (Oligoceno-Mioceno): Definida en este trabajo, aflora en el límite centro sur de la zona de estudio con localidad tipo en el sector Calera Grande (UTM: 649280E; 9595084N). Consiste mayoritariamente de brechas andesíticas de color crema, gris verdoso claro a púrpura, con clastos angulosos andesíticos de color verde claro, dentro de una matriz vítrea fina. Presenta un contacto discordante hacia el norte y este, bajo la Unidad Ayapamba; mientras que al oeste se encuentra cubierta por lavas andesíticas de la Unidad Portovelo. Estratigráficamente esta unidad es considerada como el flujo volcánico más antiguo de la zona de estudio.

Unidad Ayapamba (OM_{Ay}) (Oligoceno-Mioceno): Nueva unidad que se extiende como una franja en dirección NO - SE en el centro sur de la zona de estudio. Aflora en las localidades de Malvas (UTM: 652445E; 9595639N), Arcapamba (UTM: 653622E; 9596310N) y Ayapamba (UTM: 646860E; 9600441N). Su litología se compone de tobas de líticos, tobas de ceniza, tobas de cristales, lavas andesíticas y ocasionales diques andesíticos. Estratigráficamente este flujo subyace a las típicas lavas andesíticas silicificadas de la Unidad Portovelo y yace discordantemente sobre la Unidad Calera hacia el Suroeste.

Unidad Loma Palta (OM_{Lp}) (Oligoceno-Mioceno): Definida en este trabajo, corresponde a un flujo lávico ubicado al nororiente de la zona de estudio, el cual se sugiere puede ser correlacionable con las lavas andesíticas de la Unidad Portovelo hacia el sur. Sus principales exposiciones se localizan en los sectores de Lincalo (UTM: 658727E; 9626530N) y El Desmonte (UTM: 657637E; 9618585N). Está constituido mayoritariamente por lavas andesíticas y andesitas basálticas masivas con tonalidades que varían de gris claro a negro. Estratigráficamente esta unidad sobreyace en discordancia a los gneises de la Unidad Quera Chico. Está cubierta al oeste por las rocas volcánicas de las unidades Rumipamba, Chilla, Pasa Loma y Huiñacay.

Unidad Portovelo (OM_{Pv}) (Oligoceno-Mioceno): Definida por Pratt y otros (1997). Abarca gran parte del complejo volcánico calco-alcalino terciario de la zona de interés. Su afloramiento tipo se ubica en el sector de Paccha (UTM: 648281E; 9603533N). Litológicamente consiste de lavas de composición andesítica a andesítica basáltica, tobas de cristales, brechas andesíticas y lavas riolíticas. Es común observar una elevada silicificación en los flujos lávicos de esta unidad. Se encuentra en contacto tectónico a lo largo de la falla Piñas-Portovelo con las rocas metamórficas de las unidades Quebrada Plata y Río Panupali, además hacia el sur yace sobre las Unidades Calera y Ayapamba. Hacia el centro-norte está cubierta por las unidades Huiñacay y Chillacocha en el sector de la cordillera de Chilla, hacia el este por la Unidad Tambillo y al oeste por la Unidad Yacuviña en el sector de loma Santa Bárbara. Según Pratt y otros (1997) se han realizado dos análisis geoquímicos en la Unidad Portovelo, donde el diagrama de SiO_2/Na_2O+K_2O confirma una composición andesítica que varía a andesita basáltica de afinidad calco-alcalina. No existe control de edad para esta unidad, sin embargo, Pratt y otros (1997) la relacionan con el volcanismo oligocénico del Grupo Saraguro.

Unidad Yacuviña (M_{Yv}) (Mioceno): Descrita en este estudio, está ubicada en el contrafuerte Yacuviña. Sus principales afloramientos se observan en las ruinas de la loma Santa Bárbara (UTM: 642500E; 9604983N) y en el sector de Guaguales (UTM: 644014E; 9603235N). Este pequeño flujo presenta una litología compuesta por tobas de líticos, diques locales de composición andesítica y tobas riolíticas. La unidad yace discordantemente sobre los flujos de lavas andesíticas de la Unidad Portovelo.

Unidad Rumipamba (M_{Ru}) (Mioceno): Discriminada en el presente trabajo. Su localidad tipo aflora en el sector de Rumipamba (UTM: 657146E; 9622761N). La secuencia se compone mayoritariamente de tobas de ceniza intercaladas localmente con tobas de líticos y pseudoestratos de aglomerados de matriz fina con clastos de composición andesítica y tobas de líticos. Estratigráficamente descansa al Norte y al Oeste sobre los gneises de la Unidad Quera Chico y al Este sobre las lavas andesíticas de la Unidad Loma Palta, mientras que hacia el sur está cubierta por las rocas volcánicas de la Unidad Chilla.

Unidad Chilla (M_{Ch}) (Mioceno): Definida en este trabajo, la unidad se expone en el Noreste de la zona de estudio, a lo largo de la vía Rumipamba-Chilla-Liguil. Litológicamente está constituida por andesitas hornbléndicas y escasamente por tobas de cristales hornbléndicas de grano medio a muy grueso. Estas rocas sobresalen morfológicamente formando un cuello volcánico de hasta 400 metros donde forman zonas escarpadas como se observa en el sector cerro Mirador (UTM: 657334E; 9620929N). Estratigráficamente yace discordante a las unidades Rumipamba y Loma Palta, mientras que hacia el sur es sobreyacida por las unidades Mesaloma y Huiñacay.

Unidad Mesa Loma (M_{Ml}) (Mioceno): Definida en este trabajo, en la parte centro – este del área de investigación, principalmente a lo largo del corte Upalata-Mesa Loma (UTM: 654862E; 9615275N). En el corte realizado entre dichos caseríos se observa una secuencia monótona de andesitas basálticas formando paredes subverticales uniformes que se identifican fácilmente por la morfología y constituyen la litología mayoritaria de la unidad; además se ha observado en las cercanías del sector Contrafuerte de Daucay (UTM: 646668E; 9611493N) una secuencia volcanosedimentaria constituida por tobas de líticos y tobas de cristales.

Estratigráficamente se encuentra discordante sobre la Unidad Quera Chico y por las rocas volcánicas de la Unidad Chilla. Subyace en discordancia a la Unidad Chillacocha hacia el Sureste y está intruida por el granitoide Paccha-Cordoncillo y cuerpos riolíticos subvolcánicos.

Unidad Huiñacay (MPL$_{Hñ}$) (Mioceno-Plioceno): Definida en este trabajo, al Este de la zona de estudio y aflora principalmente en el corte realizado entre los caseríos de Chala Chica y Huartiguro. Consiste de tobas riolíticas, tobas soldadas de flujo de ceniza de composición riolítica y tobas de lapilli. Este flujo yace discordantemente a lavas andesíticas de las unidades Loma Palta y Portovelo, así como a la secuencia volcanosedimentaria de la Unidad Chilla. Mientras que está cubierta por las unidades Pasa Loma, Chillacocha y Tambillo.

Unidad Tambillo (MPL$_{Ta}$) (Mioceno-Plioceno): Definida en este trabajo, se expone hacia el límite suroriental de la zona de estudio, formando un manto alargado de dirección N-S. Su localidad tipo se exhibe en el sector Tambillo (UTM: 666408E; 9600127N). Litológicamente comprende una secuencia volcánica sedimentaria conformada por tobas de líticos de cristales en la base, seguida por estratos de brechas volcánicas, tobas de cristales, ignimbritas, tobas de líticos y tobas de ceniza al tope. La Unidad Tambillo descansa discordantemente sobre la Unidad Portovelo al Este y al Sur, mientras que hacia el norte infrayace a la Unidad Chilla.

Unidad Pasaloma (MPL$_{Pl}$) (Mioceno-Plioceno): Definida en este trabajo, la unidad se encuentra restringida al Este de la zona de estudio, con las mejores exposiciones en el corte Chiguro-Ligcho. Está constituida mayoritariamente por tobas de cristales de grano fino a medio y localmente tobas líticas. La unidad yace en discordancia hacia el Norte y el Este a las unidades Loma Palta y Huiñacay respectivamente; mientras que al sur y sureste está cubierta por las unidades Chillacocha, Huartiguro y Tuctu.

Unidad Huartiguro (MPL$_{Ht}$) (Mioceno-Plioceno): Definida en este trabajo formando una franja delgada y alargada localizada al límite este de la zona de estudio. Sus principales afloramientos se encuentran a lo largo de la vía Guanazán–La Cruz–Huartiguro. La secuencia volcanosedimentaria incluye areniscas volcánicas intercaladas localmente con aglomerados, además brechas tobáceas, tobas de cristales, lavas andesítico–basálticas y esporádicas ignimbritas. Estratigráficamente la unidad yace discordante a la Unidad Pasa Loma al Este, mientras que está cubierta por las unidades Tuctu y Chillacocha al Norte y Sur del área de investigación respectivamente.

Unidad Tuctu (MPL$_{Tu}$) (Mioceno-Plioceno): Definida en este trabajo en la loma Tuctu de donde toma su nombre. Morfológicamente forma una loma alargada de dirección aproximada N –S, en las coordenadas (UTM: 665935E; 9618918N). Está constituida esencialmente por lavas andesíticas color gris azulado. Se encuentra cubriendo discordantemente a las unidades Pasa Loma y Huartiguro.

Unidad Chillacocha (MPL$_{Cc}$) (Mioceno-Plioceno): Descrita por primera vez en este estudio, se presenta como mantos irregulares en la cordillera de Chilla. Sus principales afloramientos se ubican en la laguna de Chillacocha (UTM: 653197E; 9612716N) y Tambo Viejo (UTM: 651521E; 9611084N). Litológicamente comprende una secuencia volcano-sedimentaria de tobas de cristales, tobas riolíticas, domos riolíticos, brechas andesíticas y tobas líticas. Estratigráficamente cubre en discordancia a las rocas volcánicas de la Unidad Portovelo hacia el Sur y Suroeste. Mientras que al suroriente yace discordantemente sobre la Unidad Tambillo.

Unidad Tununyunga (MPL$_{Ty}$) (Mioceno-Plioceno): Definida en este trabajo en los afloramientos a lo largo de la vía Chillayacu–El Aguacate, al Noreste de la zona de estudio. Está constituida mayoritariamente por tobas polilíticas y tobas de cristales. Estratigráficamente la unidad cubre hacia el Suroeste discordantemente a las rocas metamórficas de la División Mélange Palenque, Unidad Taqui y Unidad Quera Chico. Mientras que al Nororiente subyace en discordancia a la Unidad Ligcho.

Unidad Ligcho (MPL$_{Lg}$) (Mioceno-Plioceno): Definida en este trabajo al Noreste de la zona de estudio. Las mejores exposiciones se presentan en el corte realizado en la carretera El Aguacate–Unión de Tamacado y en el sector de Ligcho (UTM: 662493E; 9628257N). Este flujo volcánico consiste principalmente de tobas de cristales de composición andesítica ocasionalmente con líticos. Se presenta sobreyaciendo discordantemente a las unidades Tununyunga y Loma Palta, y subyaciendo a la Unidad Abañín.

Unidad Abañín (MPL$_{Ab}$) (Mioceno-Plioceno): Definida en este trabajo al extremo Noreste de la zona de estudio y corresponde al "base surge" de un flujo piroclástico. Los mejores afloramientos se presentan en los sectores Unión de Tamacado (UTM: 663228E; 9630737N) y Abañín (UTM: 666616E; 9631041N). La secuencia volcanosedimentaria está compuesta por tobas de cristales, tobas de cenizas laminadas y aglomerados. La secuencia volcanosedimentaria cubre en discordancia a la Unidad Ligcho.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Terrazas Marinas (Q$_{Tm}$) (Cuaternario): Se restringen a la zona de influencia directa del océano actual con variaciones de nivel en la línea de costa, por lo tanto, el desarrollo de estas terrazas es poco avanzado, sin embargo, se describen niveles con granulometría de arenas moderadamente seleccionados, pero mal distribuidos espacialmente.

Depósitos de Llanura aluvial (Q$_{La}$) (Cuaternario): Se ubican al oeste de la zona de estudio. Comprenden el cordón litoral y las barreras de arena que se originan en el límite costanero por acción del mar, depositados desde la línea de costa.

Depósito coluvial (Q_C) (Cuaternario): Se distribuyen esporádicamente en toda la zona de investigación, variando en sus dimensiones. Los principales depósitos se ubican en el sector Valle Hermoso (UTM: 629505E; 9612212N). Comprenden grandes depósitos de bloques, gravas y cantos de granodioritas, metagranodioritas, esquistos y filitas. Y en el sector de Atahualpa (UTM: 638305E; 9599783N) consiste de bloques redondeados–subredondeados de lavas andesíticas sobre volcanosedimentos.

Terraza aluvial (Q_T) (Cuaternario): Estos depósitos han sido identificados en el centro oeste de la zona de estudio, corresponden a terrazas aluviales de poca extensión ubicados al pie de zonas montañosas. Consiste de conglomerados y areniscas consolidadas, con clastos de granodioritas y rocas metamórficas.

Depósito aluvial (Q_A) (Cuaternario): Material que se extiende desde el pie de la cordillera hasta el borde litoral depositados junto a los cauces de todos los ríos de la zona de estudio en especial en los ríos San Agustín, Calaguro, Arenillas y Santa Rosa; cubriendo una vasta llanura al oeste de la Hoja. Comprenden gravas, arenas, limos y arcillas no consolidados.

ROCAS INTRUSIVAS Y CUERPOS SUBVOLCÁNICOS

Granodioritas (G^{Gd}): En el área de investigación se han reconocido rocas plutónicas de composición granodiorítica, en menor cantidad cuarzodioritas, granitos y filones cuarzosos. Se distribuyen especialmente al norte de la falla Piñas–Portovelo, en el centro y centro-oeste de la zona de estudio. Los afloramientos más representativos se localizan en los sectores de Guarumales (UTM: 641525E; 9611706N) y cerro Azul (UTM: 640416E; 9615965N). Las granodioritas son de grano medio a grueso, textura fanerítica y estructura masiva. Las rocas generalmente exhiben una marcada meteorización esferoidal y ocasionalmente indican una leve foliación ocasionada por fallas activas cercanas. Según Pratt y otros (1997), los granitoides han sido datados por el método de K/Ar y su edad varía entre 16 y 19 Ma, correspondientes al Mioceno temprano.

Riolitas (R^R): Las riolitas se localizan en el centro-este del área, formando domos alineados en dirección NO–SE. Los principales afloramientos se observan en los sectores Chala Chica (UTM: 659936E; 9615 337N). Las rocas son de textura porfirítica y estructura masiva. Se encuentran intruyendo a las unidades Chilla, Huiñacay y Chillacocha. La datación más joven de estas intrusiones está reportada al sur de Saraguro con una edad de 9.6 ± 0.5 Ma correspondiente al Mioceno tardío (Pratt y otros 1997).

Pórfidos andesíticos (P^A): El principal afloramiento se localiza en el sector de Burrohurco (UTM: 660298E; 9612306N). Las rocas que se presentan son de composición andesítica y textura porfirítica.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En el área de estudio las rocas metamórficas del BAT presentan estructuras de dirección aproximada E-O, contrastando con la dirección preferencial NNE–SSO de las rocas metamórficas de la cordillera Real (Aspden y otros 1995). Entre los principales sistemas de fallas se destacan la falla Jubones considerada como el límite norte del BAT ubicada fuera de la zona de estudio, la falla Tahuín y las fallas Zanjón–Naranjo y La Palma–El Guayabo que constituyen los límites del bloque cretácico de alta presión.

La falla Zanjón–Naranjo se extiende desde el Oeste en la frontera con el Perú hasta el Norte del poblado de Moromoro. Esta estructura marca el límite norte del Complejo Máfico Piedras (Unidad Quebrada Plata) y sur del Complejo Ofiolítico Raspas.

La falla Tahuín es una estructura con dirección E–O, se extiende desde el Oeste de la represa Tahuín hasta el Este del Complejo Máfico Piedras dentro de la zona de estudio. Esta estructura establece el contacto entre las rocas de la División Mélange Palenque y las rocas del Complejo Ofiolítico Raspas.

La falla La Palma–El Guayabo de dirección E–O, se extiende desde el Suroeste de Arenillas hasta la quebrada de Panupali, donde toma el nombre de falla Piñas–Portovelo y cambia su dirección a NO –SE. Esta falla establece el contacto tectónico Sur de la División Mélange Palenque con el Complejo Ofiolítico Raspas y debido a una posible reactivación de esta falla en el Oligoceno marca el contacto tectónico entre la Unidad Portovelo y las rocas metamórficas de las unidades Quebrada Plata y Río Panupali.

Otra estructura importante dentro del BAT es la falla Daucay nombrada así en el presente trabajo, se encuentra ubicada en el centro del área de estudio, posee una dirección NNE-SSO marcando el contacto tectónico entre las rocas de bajo grado metamórfico del Mélange Palenque y la Unidad Quera Chico. Aspden y otros (1995), sugieren dos eventos principales de deformación dentro de las unidades metamórficas:

1) durante el Triásico tardío las estructuras más antiguas, ubicadas al Sur de la zona de falla Zanjón–Naranjo, están relacionadas con el "evento Moromoro"

2) estructuras ubicadas al norte de la misma falla, relacionadas al "evento Palenque", se asume son de edad Jurásico Tardío–Cretácico y corresponden a estructuras de la División Mélange Palenque.

Por otra parte, al Sureste de la zona de estudio afectando a las secuencias volcánicas, se encuentra el sistema de fallas Portovelo de dirección NO-SE subparalelo a la falla Piñas-Portovelo. La falla principal se encuentra cortando longitudinalmente a las unidades Ayapamba y Yacuviña, y marca el contacto tectónico con la Unidad Portovelo. Cabe mencionar que este sistema de fallas posiblemente produce el enjambre de vetas mineralizadas en la zona minera cerca de Malvas.

HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas más antiguas son las rocas metamórficas del Complejo Granitoide Moromoro que incluye a las unidades La Bocana, Limón Playa y Quera Chico y las anfibolitas del Complejo Máfico Piedras con las unidades Quebrada Plata, Arenillas y Taqui. Durante el Triásico tardío ocurrió la apertura de un rift en contexto de un evento de tectonismo distensivo, acompañado por una cizalla regional dextral, a lo largo del cual se emplazaron granitoides sintectónicos tardíos de tipo S el de Moromoro, asociados al magmatismo mantélico representado por el Complejo Máfico Piedras. Posteriormente, parte de este terreno metamórfico se desprendió de la cordillera Real en un bloque conocido como Amotape–Tahuín que se desplazó girando 70° en sentido horario hasta su posición actual E-O (Aspden y otros, 1995).

En el Jurásico Tardío-Cretácico temprano se emplaza el Complejo Ofiolítico Raspas que es una escama obductada de corteza oceánica subducida, debido a un proceso rápido de exhumación que permitió la estabilidad de las facies mineralógicas de alta presión. Este proceso tectónico regional está probablemente relacionado con el desarrollo de una fosa a lo largo de la cual opera una cuña de acreción con bloques del basamento triásico en una matriz pelágica de aportes continentales, que en conjunto constituyen el Mélange Palenque.

En el Cretácico Tardío se acrecionan las rocas del arco volcánico oceánico de Celica que se localizan al sur fuera de la zona de estudio.

En el Cenozoico se forma el arco volcánico continental que está representado en la zona por depósitos del Oligoceno hasta el Plioceno. El primer evento registrado fue una erupción a gran escala de flujos piroclásticos dacíticos a riolíticos seguidos de voluminosos cuerpos de lava andesítica. Eventos posteriores fueron dominados por actividad volcánica explosiva con erupciones en el Oligoceno tardío y flujos de ceniza riolíticos en el Mioceno temprano (Dunkley y Gaibor, 1997). Los eventos volcánicos del Oligo-Mioceno tienen sus equivalentes magmáticos con intrusiones de composición dominantemente granodiorítica

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Yacimientos e indicios metálicos: En el área de estudio fueron reconocidos depósitos epitermales y mesotermales, vetas locales con alto contenido de oro y contenido variable de metales base como ocurre en Zaruma y Portovelo (Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 3°-4° S, 1:200000, 1997).

El distrito aurífero de Portovelo-Zaruma-Minas Nuevas ha sido y sigue siendo el más importante del Ecuador, tanto por las reservas como por la producción de oro. Estos yacimientos polimetálicos, vetiformes de tipo epitermal de baja sulfuración constituidos de metales base de cobre, plomo y zinc y de metales preciosos oro y plata, están relacionados al arco volcánico continental Saraguro (Paladines y Soto, 2010).

El distrito posee vetas que se extienden 15 km en sentido N-S, 4 km en dirección E-O y 1.6 km en sentido vertical (Misión Belga, 1989). La mineralización de Zaruma-Portovelo está alojada en volcanitas intermedias a silíceas de la denominada Unidad Portovelo, la cual está en contacto fallado contra las rocas metamórficas del Sur a lo largo del sistema de fallas Piñas-Portovelo y que se superpone disconformemente sobre el Complejo Metamórfico El Oro (Pratt et al., 1997).

El Proyecto Cangrejos ubicado a 30 km al sureste de Machala es un depósito de estilo pórfido con altos valores de oro y cobre, saturado en sílice. Este tipo de depósito se encuentra a lo largo de márgenes de paleosubducción. Se sustenta en una intrusión miocénica de composición diorítica a granodiorítica que ocurren a lo largo de una tendencia oeste-noroeste y que producen varias zonas de chimeneas de brecha asociadas a altos magnéticos y a anomalías en suelo para oro ± cobre, sobre una superficie de 450x200m y una profundidad de hasta 450m (ODIN, 2016).

El proyecto minero Bella María en etapa de exploración inicial, contiene mineralizaciones tipo pórfido y vetiforme con anomalías de oro-cobre ± molibdeno, sobre una superficie de 3x2 km. Geológicamente se ubica en la parte sur del cinturón de pórfidos del Oligoceno-Mioceno con orientación NNE que alberga también al depósito Gaby-Papa Grande, y dentro de la zona de contacto entre el batolito de Birón del Paleozoico con las rocas del Complejo Metamórfico El Oro (CORNERSTONE, 2017).

En las cercanías de cerro Azul se han reportado vetas de cuarzo polimetálicas con Au. Al occidente de cerro Azul, en el cerro Los Cangrejos se han reportado cantidades menores de Au y hacia el Este en el Río Daucay una veta polimetálica con rumbo N -S de aproximadamente 1 m de ancho con calcopirita, bornita, pirita, oro y plata. Además, pequeñas cantidades de Au en el depósito epitermal de Ligzhu y a lo largo de la vía Chilla. Se cree que estas ocurrencias están asociadas a complejos volcano plutónicos de edad miocénica y es posible que la mineralización se concentre a lo largo de la zona de contacto entre estas rocas y las del basamento metamórfico (Aspden y otros, 1995).

Existen prospectos y depósitos mineros metálicos de importancia económica abarcando los distritos mineros Sacachispas (Au), Manganeso (Mn-rodonita), Palenque (Au, Cu), El Joven (Au), Los Lilenes (Au), Bella María (Au, Cu, Mo), Río Byron (Au, As, Cu y Pb), La Avanzada (Sb), El Viejo (Au, Ag, Pb, Zn, As), El Guayabo (Au), Cerro Pelado (Au), Los Ingleses (Au), El Antimonio (Sb, Au), Los Cangrejos (Au, Cu), Cerro Azul (polimetálico y Au), entre otros (Aspden y otros, 1995). La mineralización relacionada a pórfidos se encuentra en las zonas de Paccha, Zaruma, Salvias y el alto páramo de Chilla y Manú, donde ocurren intrusiones con halos hornfélsicos y sulfuros diseminados, además de alteración propilítica y silicificación de tobas andesíticas y lavas de la Unidad Portovelo (Pratt y otros, 1997).

Se presentan además placeres aluviales en los ríos La Calera, Buena Vista, Calaguro y Santa Rosa.

Yacimientos e indicios no metálicos y materiales de construcción: Según el Inventario de Materias Primas No Metálicas realizado por el Instituto Ecuatoriano de Minería en el año 1989, se tienen 23 ocurrencias de este tipo dentro de la Hoja Santa Rosa de El Oro, las cuales se concentran en la zona sur occidental, mientras que tres indicios están definidos en los alrededores de Chilla; adicionalmente el Mapa de Ocurrencias de Minerales No-Metálicos, determina la presencia de feldespatos al sureste de Chilla en el camino que conduce hacia Huartiguro (INIGEMM, 2011).

Existen ocurrencias de no metálicos dentro del área como arcilla, arena-grava, arena-piedra, caolín y feldespato. Estos depósitos son utilizados localmente para la industria de construcción en la elaboración de ladrillos y teja principalmente (Uribe, 2015).

Existen numerosas canteras utilizadas para la extracción de materiales de construcción y mantenimiento de carreteras. Las rocas explotadas principalmente son las anfibolitas del Complejo Máfico Piedras especialmente las de la Unidad Quebrada Plata y las harzburgitas serpentinizadas en el área de El Toro. Arena y grava son utilizadas en la industria de la construcción de carreteras como lastre y provienen de depósitos aluviales cuaternarios de los ríos emplazados en toda la zona de estudio, como por ejemplo el material aluvial del sector río Negro y del río Palenque (Aspden y otros, 1995).

REFERENCIAS

ARCULUS R. J., LAPIERRE H., y JAILLARD E. (1999) Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador. Geology, 27(6), 547 - 550.

ASPDEN J., BONILLA W., & DUQUE P. (1995) The El Oro metamorphic complex Ecuador: geology and economic mineral deposits. British Geological Survey Overseas Geol. & Miner (67), 61.

ASPDEN J., HARRISON S. & RUNDLE C. (1992) New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. Journal of South American Earth Sciences, 6, 77-96.

BOSCH D., GABRIELE P., LAPIERRE H., M ALFERE J. L. & JAILLARD E. (2002) Geodynamic significance of the Raspas Metamorphic Complex (SW Ecuador): geochemical and isotopic constraints. Elsevier - Tectonophysics, 83 - 102.

CORNERSTONE (2017) CORNERSTONE. Obtenido de CORNERSTONE: http://www.cornerstoneresources.com/s/Ecuador.asp?ReportID=136196

DUNKLEY P. &GAIBOR A. (1997) Informe N° 2, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica: Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 2 - 3° S. CODIGEM - BGS.

FEININGER T. (1982) The metamorphic "basement" of Ecuador. Geological Society of America Bulletin, 93, 87 - 92.

INIGEMM (2011) INIGEMM. Obtenido de: www.geoinvestigacion.gob.ec/mapas/1000000/Indicios-Minerales_No_Metalicos_2011.pdf

INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA (1989) Inventario de Materias Primas No Metálicas.

JOHN T., SCHERER E., SCHENK V., HERMS P., HALAMA R. & GARBE D. (2009) Subducted seamounts in a eclogite - facies ophiolite sequence: the Andean Raspas Complex, SW Ecuador. Contrib. Mineral Petrol., 20.

LITHERLAND M., ASPDEN J. & JEMIELITA R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Overseas Memoir of the British Geological Survey, No. 11.

NOBLE S. R., ASPDEN J. & JEMIELITA R. (1997) Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. Geological Society of America Bulletin, 109(7), 789 - 798.

ODIN (2016) NI 43-101 Technical Report Cangrejos.

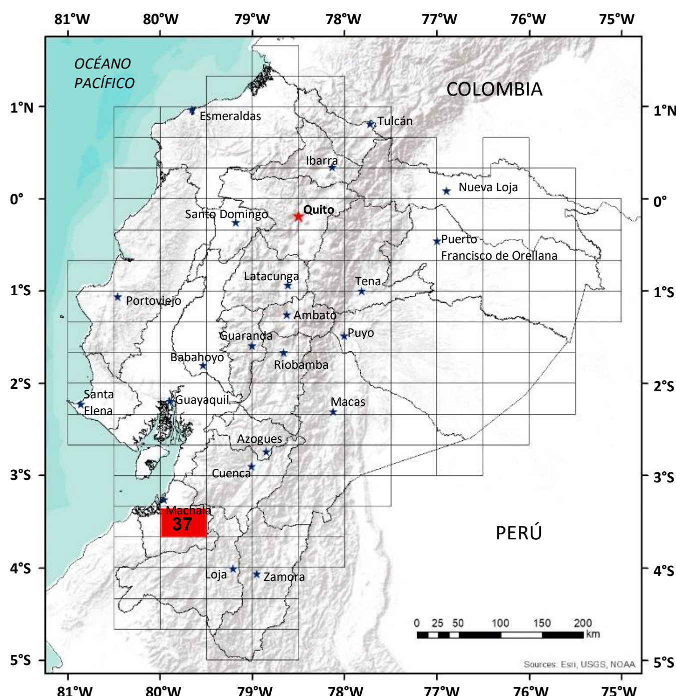
PALADINES y SOTO (2010) Geología y yacimientos minerales del Ecuador.

PRATT, W. T. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00'S. CODIGEM-British Geological Survey. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, 52.

RIEL N., GUILLOT S., JAILLARD E., MARTELAT J. E., PAQUETTE J. L., SCHWARTZ S., . . . YUQUILEMA J. (2013) Metamorphic and geochronogical study of the Triassic El Oro metamorphic complex, Ecuador: Implications for high -temperature metamorphism in a forearc zone. Elsevier-Lithos, 41-68.

STEINMANN M., HUNGERBÜH LER D., SEWARD D. & WINKLER W. (1999) Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission - track approach. Tectonophysics (307), 255- 276.

URIBE R. (2015) Investigaciones de Materias Primas Minerales No Metálicos en el Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-37
SANTA ROSA DE EL ORO (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Santa Rosa de El Oro se localiza en el extremo suroccidental del Ecuador a lo largo de la provincia de El Oro y abarca una superficie aproximada de 2.047 km². El principal acceso terrestre es a través de la red vial de primer orden Cuenca–Pasaje–Santa Rosa. El contexto fisiográfico se caracteriza por un relieve marcadamente abrupto con altitudes que oscilan entre los 5 y 3.860 m s. n. m. Desde el punto de vista morfológico, incluye la llanura costanera, la franja oriental de la cordillera metamórfica de Tahuín y parte de la Cordillera Occidental.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Mesozoico**, en el **Triásico Superior** (~221 a 200 Ma) se conforman unidades de rocas ígneas básicas y granitoides sometidas a metamorfismo de facies anfibolita dentro del Bloque Amotape-Tahuín. La **Anfibolita Quebrada Plata** (**$T3_{Qp}$**) está compuesta por anfibolitas, esquistos verdes y serpentinitas derivadas de basaltos de dorsal oceánica (MORB), sometidos a metamorfismo de grado medio. Su edad U–Pb en circones es de 221 ± 18 Ma [2]. La **Anfibolita Arenillas** (**$T3_A$**) presenta similitudes geoquímicas con la anterior, compartiendo su edad estimada [1]. La **Anfibolita Taqui** (**$T3_T$**), compuesta por metabasaltos y anfibolitas, refleja también condiciones metamórficas intermedias que se relacionan litológicamente con las unidades mencionadas y la edad asignada al **Triásico Superior** [3].

El **Gneis La Bocana** (**$T3_B$**) incluye gneises, granodioritas y migmatitas con edades K–Ar de 213 ± 6 Ma y Sm–Nd de 219 ± 22 Ma [1]. El **Gneis Quera Chico** (**$T3_Q$**) litológicamente equivalente a la unidad anterior, no cuenta con dataciones directas, pero se le asigna una edad similar por correlación [3]. El **Gneis Limón Playa** (**$T3_L$**) de composición cuarzo-feldespática muestra una edad U–Pb en circones de 200 ± 19 Ma [2]. Estas unidades representan un basamento continental metamorfizado y deformado, interpretado como remanente de corteza continental acrecionada durante el **Mesozoico Inferior** [1].

Durante el intervalo **Jurásico Superior–Cretácico Inferior**, la subducción activa de corteza oceánica promovió la formación de cuñas de acreción y complejos ofiolíticos de alta presión. El **Melange Palenque** (**$J3K1_{Pq}$**) caracterizado por una matriz metasedimentaria (filitas, pizarras y esquistos) de bajo a medio grado metamórfico, se interpreta como una cuña de acreción regional con una edad asignada del **Jurásico Superior–Cretácico Inferior** [1].

La **Peridotita Campo Real** (**$J3K1_{Cr}$**) contiene harzburgitas y gabros serpentinizados en calidad de inclusiones tectónicas en la matriz del Melange Palenque, cuya edad se asume del **Jurásico Superior–Cretácico Inferior**. La **Formación El Guayabo** (**$J3K1_{Gy}$**) compuesta por esquistos pelíticos grafitosos y esquistos verdes, se atribuye a la misma época por correlación geológica [1].

La **Eclogita La Chilca** (**$K1_R$**) representativa de condiciones de alta presión, está conformada por eclogitas, esquistos azules y esquistos pelíticos. Las edades determinadas mediante dataciones K–Ar, Ar–Ar y Lu–Hf oscilan entre 127 a 132 Ma, correspondientes al **Cretácico Inferior** [4], [5].

La **Serpentinita El Toro** (**K_T**), compuesta por harzburgitas y serpentinitas, forman parte de la secuencia ofiolítica que se interpreta como parte de una zona de subducción y se le asigna la edad **Cretácico Inferior** [1].

El **Esquisto Río Panupali** (**$K1_P$**) está constituido por esquistos verdes de alta presión, retrógrados, correlacionados litológicamente con las Eclogitas La Chilca y se le asigna una edad del **Cretácico Inferior** [1]. Estas unidades reflejan una antigua zona de subducción, con ofiolitas obductadas y un alto grado de metamorfismo.

En el **Cenozoico**, particularmente entre el **Oligoceno Superior** y el **Mioceno Inferior** (28 a 16 Ma), se registra el inicio del vulcanismo andino activo, como respuesta a la subducción sostenida bajo un margen continental activo. La **Formación Portovelo** (**OM_{Pv}**) con edades entre 21,5 a 28,4 Ma, que corresponde al **Oligoceno Superior–Mioceno Inferior** [6]. La **Formación Ayapamba** (**$OM?_{Ay}$**) cuya edad se infiere por relaciones estratigráficas, se ubica entre el Oligoceno y el Mioceno [7]. Luego se deposita en discordancia la **Formación Santa Isabel** (**M_{Sa}**) datada en 18,4 ± 0,8 Ma, que pertenece al **Mioceno Inferior** [8]. Estas formaciones reflejan ambientes volcánicos típicos de arcos magmáticos calco-alcalinos.

Posteriormente, hace 16 a 18 Ma la actividad volcánica se intensificó con la acumulación de secuencias de lavas y depósitos piroclásticos en un ambiente de arco continental. La Formación **Yacuviña (M_{Yv})**, la **Formación Rumipamba (M_{Ru})**, la **Formación Chilla (M_{Ch})** y la **Formación Mesa Loma (M_{Ml})** constituyen evidencias de una fase eruptiva prolongada, caracterizada por eventos explosivos y efusivos de variada intensidad y composición.

Entre el **Mioceno Superior** y el **Plioceno**, se produjeron los últimos pulsos volcánicos seguidos por la sedimentación de materiales clásticos en ambientes continentales. La **Formación Huartiguro (MPL_{Ht})** y **la Formación Chillacocha (MPL_{Cc})** con edades asignadas al **Mioceno-Plioceno** [7], reflejan una transición hacia condiciones volcanosedimentarias más estables con disminución de la actividad magmática y predominancia de procesos deposicionales continentales. Las rocas intrusivas son de composición granodiorítica y rocas volcánicas de composición andesítica y riolítica.

En el **Cuaternario** se distinguen depósitos superficiales como **Coluviales (Q_C)**, **Llanuras Aluviales (Q_{La})**, **Terrazas Aluviales (Q_T)**, **Depósitos Costeros Supramareales (Q_{Sm})** y **Aluviales (Q_A)**.

Dentro del contexto estructural se destacan fallas principales como: Zanjón Naranjo, Tahuín, Palma–El Guayabo, Piñas–Portovelo y Portovelo. Estas estructuras están asociadas a la evolución tectónica del bloque Amotape–Tahuín.

REFERENCIAS

[1] ASPDEN, J., BONILLA, W., Y DUQUE, P. (1995) The El Oro metamorphic complex Ecuador: Geology and economic mineral deposits. British Geological Survey Overseas. Geología y Minería (67), 61.

[2] NOBLE, S. R., ASPDEN, J., Y JEMIELITA, R. (1997) Northern Andean crustal evolution: New U -Pb geochronological constraints from Ecuador. Geological Society of America Bulletin, 109(7), 789 - 798.

[3] ASPDEN, J., HARRISON, S., Y RUNDLE, C. (1992) New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. Journal of South American Earth Sciences, 6, 77-96.

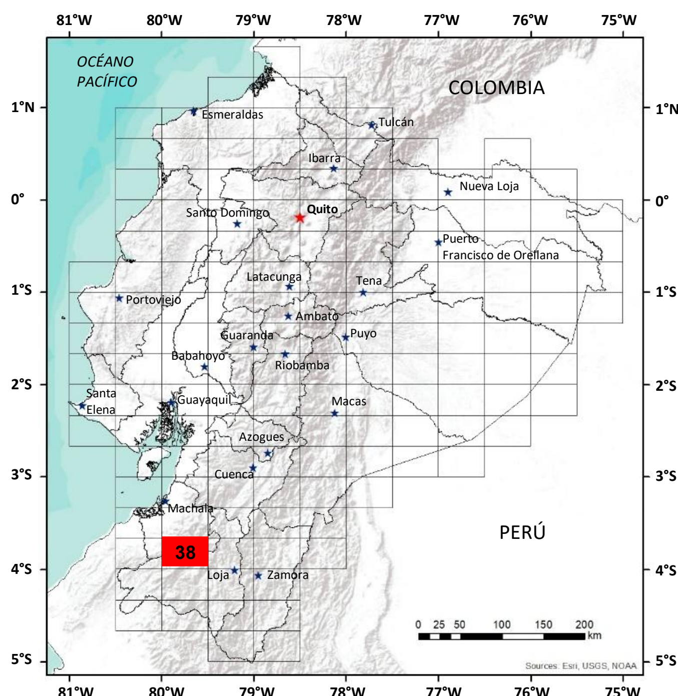
[4] FEININGER, T. (1982) The metamorphic “basement” of Ecuador. Geological Society of America Bulletin, 93, 87 - 92.

[5] JOHN, T., SCHERER, E., SCHENK, V., HERMS, P., HALAMA, R., Y GARBE, D. (2009) Subducted seamonts in an eclogite - facies ophiolite sequence: the Andean Raspas Complex, SW Ecuador. Contrib Mineral Petrol, 20.

[6] BGS-PRODEMINCA (2000) Evaluación de distritos mineros del Ecuador. Potencial minero metálico y guías de exploración. Vol. 1.

[7] INIGEMM (2016) Levantamiento de información geológica de la Hoja Santa Rosa, escala 1:100000.

[8] HUNGERBÜHLER, D. (1997) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. PhD thesis, ETH Zürich, n° 12371, 182 p., 1 map h.t.



HOJA GEOLÓGICA-38
ZARUMA (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Zaruma cubre la parte suroccidental del sistema austral andino del Ecuador, siendo el área bastante montañosa y accidentada. El clima varía desde subtropical húmedo a subtropical seco. La principal red hidrográfica lo constituye el Río Puyango con sus afluentes. Existe una distribución regular de carreteras, siendo las principales las que unen Loja con Machala, y Machala con Catacocha.

GEOLOGÍA

En el área afloran rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias de edad precámbrica?-paleozoica inferior hasta cuaternaria. Estructuralmente, el rasgo más importante lo constituye la gran falla regional de Portovelo que separa las rocas volcánicas cretácicas de la Formación Célica de las rocas metamórficas de la Serie Tahuín, así también constituye el límite sur de la mineralización del distrito minero de Portovelo.

Serie Tahuín (Precámbrico?- Paleozoico inferior): Aflora al Norte del Río Puyango y al S-SE de Zaruma. Están separadas de la Formación Celica por la falla regional de Portovelo. Muestra un incremento en el grado de metamorfismo de Sur a Norte. En base a esto se le ha dividido en dos unidades que son conocidas como los Gneises de San Roque y los Esquistos de Capiro.

Gneises de San Roque (Pz_R) (Precámbrico ?- Paleozoico inferior): Nombre tomado del pueblo de San Roque, 7km al Suroeste de Zaruma. Consisten principalmente de gneises de grano fino que pasan paulatinamente a gneises de grano medio a grueso con desarrollo local de migmatitas como se observa en la Bocana. Dentro de los Gneises de San Roque también se encuentra granito metasomático. Incluye además cuarcitas y esquistos de cuarzo, feldespato y biotita. Cerca de Piñas se notaron gneises de grano grueso, compuesto de cuarzo, biotita, moscovita y granate, con mineralización de sulfuros. Buenos afloramientos se observan en la carretera que va desde Balsas a Moromoro, igualmente en el Río Calera hasta la confluencia con el Río Pardo. Al Sur de Portovelo se observan dentro de los Gneises de San Roque afloramientos de anfibolita de grano medio que ha dado una edad de 732 ± 14 millones de años (Snelling, 1970), por la cual se considera a la Serie Tahuín en parte precámbrica.

Esquistos de Capiro (Pz_C) (Paleozoico inferior): Nombre tomado del pueblo de Capiro, situado a unos 12km al Suroeste de Zaruma. Constan de diferentes unidades litológicas, y desde rocas casi no metamorfizadas hasta rocas de bajo grado metamórfico a medio. En la parte central hacia el Oeste, por el área del Río Puyango, se encuentran rocas ligeramente metamorfizadas compuestas por limolitas y lutitas de color gris obscuro a negro, intercaladas con areniscas fino-granulares hasta conglomeráticas de color medio a claro. La textura sedimentaria de estas rocas está bien preservada. En la zona de Balsas afloran rocas metamórficas que incluyen pizarras, cuarcitas, filitas y esquistos que son los que predominan dentro de esta serie. Es característico de los Esquistos Capiro su grano fino y la prominencia de moscovita y sericita, notándose en ciertos lugares que estas rocas se hacen bien silíceas.

Formación Celica (K_C) (Cretáceo): Anteriormente fue denominada "Piñón" de la Sierra, pues se le correlacionaba con la Piñón de la Costa. Aflora en la esquina Noreste de la Hoja y está separada de las rocas metamórficas de la Serie Tahuín por la falla regional de Portovelo. Su litología predominante es de lava andesítica, exhibiendo una gran variedad de texturas, pero su característica principal es que tiene una gran proporción de material afanítico y es de color verde. Material tobáceo se encuentra interestratificado; son andesitas y piroclásticos de origen continental.

La andesita porfirítica (Andesita de Portovelo) está difundida y los fenocristales principales son plagioclasa y hornblenda. Son en estas andesitas porfiríticas donde ocurre en mayor proporción la mineralización de tipo hidrotermal de Portovelo.

Grupo Alamor (Cretáceo). Las tres Formaciones del Grupo afloran en la Hoja, éstas son: la Ciano, Zapotillo y Cazaderos; el contacto entre las Formaciones Ciano y Zapotillo es gradacional.

La Formación Ciano (KA_{Cn}) aflora en un 50% del área. Consiste principalmente de sedimentos, pero hay volcánicos intercalados. Los sedimentos están constituidos principalmente de limolitas laminadas y lutitas con una cantidad menor de areniscas. Los volcánicos están formados por lavas y piroclásticos. La parte norte de esta Formación ha sufrido un leve metamorfismo, que ha dado meta-limolitas y filitas y un clivaje a los sedimentos como se observa en la carretera que va desde Cangonamá hacia Buenavista. La Formación está plegada a lo largo del eje Este-Oeste.

La Formación Zapotillo (KA_{Zp}) aflora en la esquina Sureste de la Hoja y ha sufrido así mismo un débil metamorfismo, lo que ha hecho que las lutitas y grauvacas presenten localmente clivajes. También se encuentran metavolcánicos intercalados. La Formación Zapotillo metamorfizada es conocida localmente como Filitas Zambi, como en la Hoja de Loja (56).

La Formación Cazaderos (KA_{Cz}) se encuentra localizada hacia la parte oeste de la Hoja y aquí está compuesta por conglomerados, cuyos cantos son de cuarcita, descansando discordantemente sobre areniscas y filitas de la Serie Tahuín.

Formación Sacapalca (K_7PC_S) (Cretáceo Superior-Terciario Inferior): Un pequeño afloramiento se observa hacia el Sureste de la Hoja. Consiste de material piroclástico y de lavas, ambas de carácter andesítico. Las lavas más resistentes a la erosión forman las partes altas, mientras que los piroclásticos forman las depresiones. Los piroclastos son en su mayor parte tobas aglomeráticas de tonos multicolores. Las lavas son andesitas porfiríticas, de color café gris, diferentes de las de la Celica que tiene un color verde. Los fenocristales son de plagioclasa y piroxeno.

Formación Río Playas (T_P) (Terciario): Una secuencia de sedimentos, con volcánicos intercalados, ocupa la mayor parte de la depresión del Río Playas, situada al Sureste de la Hoja. Está constituida por conglomerados, especialmente en las márgenes de la depresión, que contienen guijarros de lutitas negras, cuarcitas y andesitas. Estos conglomerados están intercalados con areniscas de estratificación cruzada, indicando un ambiente de deposición en agua poco profunda.

Formación Tarqui (P_T) (Pleistoceno): Consiste principalmente de tobas riolíticas, las cuales dominan la secuencia, y de lava riolítica en menor proporción. Al afloramiento del Oeste de Portovelo se le conocía antes como Tobas de Cerro Chuba, pero se ha comprobado que corresponde a la Formación Tarqui. Se observa localmente caolín como producto de alteración de las mismas.

Riolitas de Zaruma Urcu (r) (Pleistoceno ?): Forma dos colinas prominentes al Oeste de Zaruma. Probablemente representan cuellos volcánicos o conductos a través de los cuales fue extruida la riolita.

Depósitos Coluviales (c) (Cuaternario): Se encuentran en el Río Luis por la zona de Tulpas, y otro de similares dimensiones al Noroeste de Piedra Brava

Depósitos Aluviales (Cuaternario): Depósitos aluviales cuaternarios se encuentran a lo largo de los Ríos Amarillo, Calera y Pindo. Estas planicies en los valles son usadas para cultivos.

INTRUSIVOS

Varios cuerpos intrusivos de tipo ácido e intermedio, y de dos edades distintas (probablemente Paleozoico superior y Cretáceo Superior-Terciario Inferior), se encuentran en la Hoja. EL Plutón Marcabelí, el de mayor extensión en la zona, consta de diferentes facies que van desde alaskita, cuarzo-diorita y granito. Localmente forma una aureola de contacto en las rocas de la Serie Tahuín, a la cual las intruye. Un cuerpo intrusivo subaflorante de carácter ácido, post-cretácico dio lugar a la mineralización del distrito minero de Portovelo.

ESTRUCTURA

Las rocas más afectadas por el tectonismo son los Gneises de San Roque, en los cuales el plegamiento y el metamorfismo son fuertes. El rumbo de esta foliación es aproximadamente Noroeste-Sureste. El contacto entre la Serie Tahuín y las rocas cretácicas del Grupo Alamor es una discordancia angular, la cual se observa principalmente entre las rocas paleozoicas metamorfizadas y los sedimentos ligeramente metamorfizados del Grupo Alamor. Las rocas sedimentarias del Grupo Alamor tienen un rumbo aproximado Este-Oeste con buzamientos al Sur. La falla regional de Portovelo que separa la Formación Celica de la Serie Tahuín parece subvertical. Otras fallas existen en toda la Hoja: la que dio origen a la depresión del Río Playas, al Sureste de la Hoja, puede ser de origen de gravedad.

HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas más antiguas (Serie Tahuín) fueron depositadas en un geosinclinal, siendo afectadas posteriormente por metamorfismo a fines del Precámbrico. Durante el Paleozoico (superior?) posiblemente hubo otra fase de tectonismo, que afectó el Plutón de Marcabelí y a los otros intrusivos paleozoicos. En el Cretáceo fueron extruidas rocas volcánicas (Formación Celica), en un ambiente mayormente continental, en parte interdigitadas con los sedimentos marinos del Grupo Alamor, que se formó en un geosinclinal de rumbo N-S (Kennerley, 1973) al Oeste. Hacia el fin del Cretáceo se produjo una fase de plegamiento correspondiente a la Orogenia Laramídica, causando un bajo metamorfismo en las rocas cretáceas, y seguido por un levantamiento. Luego fueron extruidos los volcánicos continentales de la Formación Sacapalca, coincidiendo probablemente con la formación de la depresión Río Playas. Durante el Pleistoceno superior se produjo el volcanismo ácido que dio lugar a la Formación Tarqui. Depósitos aluviales y coluviales se depositaron en el Cuaternario.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El área mineralizada más importante es el distrito minero de Portovelo, que es de tipo polimetálico y de origen hidrotermal, en el cual se encuentran oro, plata, cobre, plomo, zinc, cadmio. Se ha sugerido que una intrusión subaflorante fue la fuente de los fluidos mineralizantes (PREDESUR, 1978). Las reservas probadas de mineral existente en este distrito son alrededor de 140000 Ton, sin embargo, éstas pueden doblarse con más exploración minera (Sosa y Calpa, 1965). Un pequeño yacimiento de estibnita, ha sido localizado en el sitio “Loma Larga” a 5km al Sur de Piñas, donde la mineralización está controlada por una falla y la veta principal tiene un espesor de 1m. Este yacimiento fue explotado durante pocos meses en 1977. Otro yacimiento de estibnita, denominado “Atlántida” está localizado junto a la parroquia Olmedo, al Sureste de la Hoja. Investigaciones realizadas por Naciones Unidas (1973) indican la presencia de una anomalía geoquímica en la zona de Buenavista con cobre, plomo, molibdeno y zinc. Un yacimiento de feldespato, producto de la alteración hidrotermal del intrusivo paleozoico, se encuentra localizada 1 km al Sureste de Marcabelí. Apreciables cantidades de materiales de construcción se encuentran localizados en las orillas de los ríos que tienen aluviones, de donde se puede obtener molón, ripio, gravas y arenas.

REFERENCIAS

FEININGER T. (1975) Geología de la zona Arenillas-Puyango, Provincia de EL Oro. Quito.

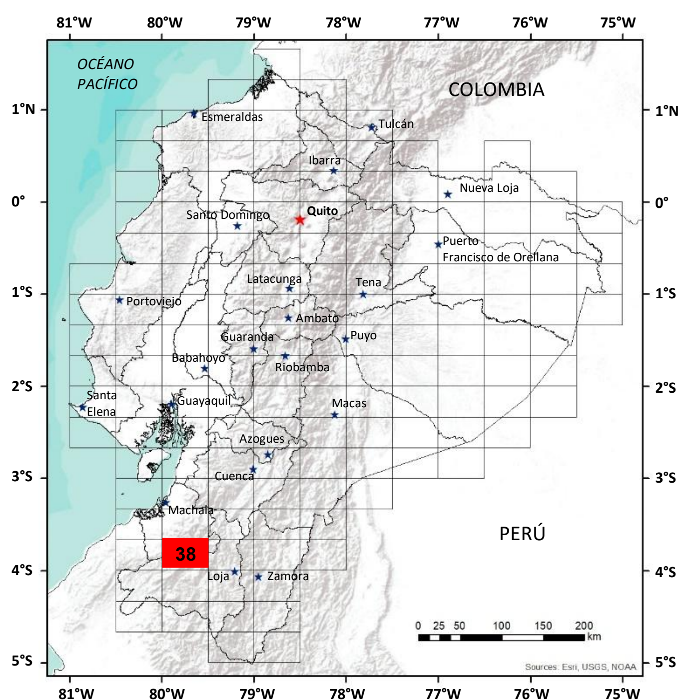
KENNERLEY, J. B. (1973) Geology of Loja Province Southern of Ecuador. Institute of Geological Sciences, London. Overseas Geology and mineral resources. Report No. 23.

NACIONES UNIDAS (1973) Exploración de Minerales Metálicos al Sur del Ecuador. Nueva York.

PREDESUR (1978) Situación actual del Distrito Minero Portovelo. Quito.

SNELLING N. J. (1970) K-Ar age determinations on samples from Ecuador. Institute of Geological Sciences, Geochemical Division, Londres. Rep. N°70.18.

SOSA G. & CALPA R. (1965) Inventario minero de las Provincias de El Oro, Loja, Zamora Chinchipe, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-38
ZARUMA (2013)

INTRODUCCIÓN

La hoja de Zaruma se ubica en la zona suroccidental del Ecuador, donde progresivamente desaparecen las cordilleras Real o Central y Occidental, abarca las regiones fisiográficas andina y costera, en las provincias de Loja y El Oro. La principal red hidrográfica con dirección preferencial E–O constituye el Río Puyango, conformado por los ríos Amarillo, Calera, Pindo y Moromoro. El clima varía de tropical seco al occidente a templado al oriente. Las principales vías de acceso son las carreteras Santa Rosa-Balsas-Chaguarpamba-Catamayo y Machala-Arenillas-Alamor. La población se concentra en las ciudades de Piñas Zaruma, Portovelo y Chaguarpamba.

GEOLOGÍA

La región está constituida por rocas metamórficas del paleozoico y triásico del Bloque Amotape–Tahuín (BAT) al N, secuencias sedimentarias cretácicas de margen pasivo sobreyaciendo al BAT al centro, y rocas volcanoclásticas y volcanosedimentarias cretácicas de la cuenca Alamor–Lancones (CAL) al S. El conjunto está parcialmente cubierto por rocas volcánicas de arco continental terciario. La información del BAT, de la zona Piñas-Zaruma-Portovelo, y de otros sectores se compiló y consolidó de los estudios realizados por Aspden et al. (1995), Pratt et al. (1997) y Kennerley et al. (1980).

Unidad El Tigre (PzTt) (Paleozoico): Se extiende como un cinturón E-O en la zona centro-norte del área. Consiste en una secuencia sedimentaria que incluye arcosas, grauvacas, lutitas y limolitas incluyendo niveles de areniscas de grano fino, todas con bajo grado de metamorfismo. Las areniscas son cuarzosas con moscovita, están intercaladas con limolitas verdosas y filitas negras fuertemente fracturadas con vetillas de cuarzo. La foliación es E-O, con los planos subverticales a fuertemente inclinados. Donde se conserva la estratificación, esta tiene rumbo e inclinación muy variable. El contacto entre las Unidades El Tigre y Guerras en el sector Orianga-Guerras-Los Amarillos es tectónico y está representado por la falla Orianga de rumbo variable, NE–SO en la zona suroccidental a E-O en la zona central. Criterios paleontológicos y correlación con rocas similares en el Perú, sugieren una edad de depositación correspondiente al Paleozoico (Aspden et al., 1995).

Unidad La Victoria (PzTv) (Paleozoico): Se extiende como lentes tectónicos en el N de la Hoja geológica. La secuencia constituida por pizarras, filitas, esquistos micáceos de grano grueso y cuarcitas, es interpretada como el equivalente metamorfizado de la Unidad El Tigre (Aspden et al., 1995). Por la posición estructural se incluyen en esta unidad, las rocas gnéisicas, conteniendo biotita, sericita, anfíbol, plagioclasa y cuarzo, expuestas en la quebrada Primavera (UTM: 623556E, 9589895N), así como las meta-areniscas de color gris claro y limolitas gris verdosas, con vetillas de cuarzo, expuestas en el sector de San José (UTM: 615739E, 9582142N). El rumbo preferencial de la foliación es E-O con los planos subverticales a inclinados. Las edades de depositación y metamorfismo deben corresponder a las asignadas al Grupo Tahuín, esto es Paleozoico Temprano y Triásico Tardío respectivamente, establecidas por Aspden y Duque (en Duque, 2000).

Unidad Quebrada Plata (TrPp) (Triásico): Se extiende como lentes tectónicos a lo largo de la zona de falla Piñas-Portovelo, en el NE de la Hoja geológica. Consiste de anfibolitas fuertemente crenuladas, conteniendo hornblenda y plagioclasa, cantidades menores de cuarzo, clinopiroxeno, esfena y ocasionalmente rutilo. Por la correlación con la Unidad La Bocana, es interpretada como parte del complejo máfico Piedras y se asumen una edad correspondiente al Triásico tardío (Aspden et al., 1995).

Unidad La Bocana (TrMb) (Triásico): Constituye una extensa faja en el Norte de la Hoja geológica conformada por rocas metamórficas de medio a alto grado. Está constituida de granodioritas, gneises y migmatitas cuarzo feldespáticas. Las rocas gnéisicas en la quebrada Primavera (UTM: 623234E, 9590417N) son grises, grano medio a grueso, bandeadas, contienen biotita, moscovita, plagioclasa y cuarzo, y están cortadas por vetas de cuarzo. La foliación es E-O buzando al N. Como las rocas forman parte del complejo de granitoides Moromoro, la unidad correspondería al Triásico (Aspden et al., 1995).

Unidad Guerras (KG) (Cretácico): Definida en este trabajo, forma dos franjas E - O en la parte central de la Hoja. Constituye una sucesión de rocas sedimentarias siliciclásticas, estratificadas, de grano medio a grueso. Incluye conglomerados y areniscas, además de estratos gruesos de aglomerados intercalados con capas de limolitas. Los conglomerados de color gris claro con parches rojizos, contienen clastos de arenisca cuarzosa, limolita gris oscura y granos de cuarzo, soportados en matriz arenosa. Las areniscas son de color blanco, grano medio a grueso, contienen granos de cuarzo y feldespatos, además de pequeños granos de plagioclasa, moscovita detrítica y arcilla. Los aglomerados de color gris verdoso están constituidos mayormente de líticos de origen volcánico de tonalidad verde-púrpura, soportados en matriz arenosa con fenocristales y microlitos de plagioclasa, y granos de cuarzo. Las limolitas son de color rojo púrpura, se presentan en capas decimétricas bien estratificadas. Al S de Jerusalén (UTM: 623232E,9576049N), fragmentos de hasta 50 cm de diámetro de troncos de árboles fosilizados, relacionados con sedimentos siliciclásticos, confirman la presencia de rocas cretácicas sobreyaciendo discordantemente rocas paleozoicas. Por su posición estratigráfica con respecto al BAT y por la relación con la Unidad Grauvacas Basales definida por Jaillard et al. (1999), se le asigna una edad Jurásico tardío a Cretácico temprano.

Unidad Quebrada Los Sábalos (KQs) (Cretácico): Definida en este trabajo, ocurre en la zona central Oeste de la Hoja, como una faja de dirección E-O, constituyendo la prolongación oriental de la secuencia relacionada con el Bosque Petrificado de Puyango. Está constituida por conglomerados, areniscas cuarzosas de grano medio, grauvacas intercaladas con areniscas de grano fino y limolitas. Los conglomerados son de color gris, ocurren en capas gruesas, contienen clastos de cuarzo, limolitas y lutitas, de tamaños centimétricos, soportados en matriz areno-limosa. Las areniscas cuarzosas de color marrón blanquecino, estratificadas, están constituidas mayormente de granos de cuarzo detrítico y minerales oxidados de tamaño fino. Las limolitas de color habano están constituidas de granos de cuarzo detrítico, micas y óxidos. Un nivel con troncos de árboles fosilizados expuesto en UTM: 611962E, 9572781N (confluencia de quebradas Chinchanga y Tunima), confirman la relación con las facies típicas de la zona de Puyango (quebrada Los Sábalos). La secuencia en el N sobreyace discordantemente a la Unidad El Tigre, mientras en el S, el contacto con esta misma unidad es tectónico. Análisis de restos fósiles realizados por Shoemaker (en Jaillard et al., 1999) determinó la presencia de Araucariaceae del Cretácico Temprano. Los troncos fosilizados soportan la relación con la Formación Bosque de Piedra de Jaillard et al. (1999), consecuentemente una edad del Cretácico inferior se asume para la secuencia.

Unidad Celica (KCe) (Cretácico): En este trabajo se redefine como una secuencia volcanoclástica proximal de grano medio a grueso intercalada con mantos de rocas volcánicas, que forman varios cuerpos alargados de diferente magnitud. Las rocas volcanoclásticas incluyen hialoclastitas, tobas de cristales y microbrechas, mientras que las rocas volcánicas incluyen predominantemente lavas. Las hialoclastitas son gris-verdosas, grano fino y textura piroclástica, con líticos volcánicos en matriz con piroxeno, plagioclasa y vidrio volcánico. Las tobas de cristales son gris-verdosas, grano medio y textura piroclástica, contienen líticos volcánicos en matriz compuesta de piroxeno, plagioclasa y vidrio volcánico. Las microbrechas son gris-verdosas, grano medio, textura brechosa, contienen fragmentos de composición básica a intermedia con textura traquítica en matriz constituida por microlitos de plagioclasa y fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Las lavas gris-verdosas, masivas, grano fino, textura holocristalina, inequigranular y traquítica, contienen plagioclasa y clinopiroxeno, tienden a ser andesita basáltica. Como minerales de alteración ocurre clorita, epidota, cuarzo, calcita y minerales opacos en la matriz como en los líticos. Prehnita ocurre mayormente en la matriz y relacionada a la alteración de plagioclasa. Geoquímicamente, las rocas básicas del sector de Chivatos tienden a ser andesitas basálticas o basaltos, relacionados con toleítas de arco de islas. El contacto con las Unidades Bramaderos y Chaguarpamba es concordante, mientras el contacto con la Unidad Ciano al S de Orianga es discordante, aunque al N y S del sector Venados el contacto es tectónico. En base a datos bioestratigráficos en la sección del río Playas y la correlación realizada por Jaillard et al. (1996), se sugiere que la secuencia es Albiano.

Unidad Bramaderos (KBr) (Cretácico): Definida en la Hoja Cariamanga, escala 1:100000, ejecutada paralelamente a esta Hoja, constituye una secuencia volcanoclástica de color gris verdoso, finogranular, bien estratificada. Contiene aglomerados volcánicos de granulometría variable, fuertemente meteorizados y tobas subordinadas de cristales medianamente meteorizadas. Los aglomerados constituidos por líticos de composición básica a intermedia de color gris, rojizo y verde, soportados en matriz arenosa tobácea, en lámina delgada presentan textura piroclástica, contienen mayormente líticos volcánicos de composición básica a intermedia, además de fenocristales rotos de plagioclasa y clinopiroxeno como parte de la matriz. Las tobas de cristales de grano grueso, constituidas por líticos de composición básica a intermedia, soportados en una matriz limo-arenosa, en lámina delgada presentan textura piroclástica, contienen fenocristales rotos de plagioclasa, relictos de clinopiroxeno y microlíticos volcánicos. Clorita, epidota, calcita, cuarzo, prehnita y minerales opacos como minerales secundarios.

En El Carmelo (UTM: 641076, 9558992), estratos subhorizontales de areniscas de grano fino y limolitas de color gris oscuro, consideradas como facies marinas locales, contienen restos orgánicos (moldes de bivalvos e Inoceramus) de un paleoambiente subacuoso correspondiente al Cretácico superior (PETROAMAZONAS, 2013). En base a la relación estratigráfica con las Unidades Celica de edad Albiano y Ciano de edad Coniaciano-Santoniano, así como de los fósiles mencionados, una edad Cenomaniano se asigna a esta unidad.

Unidad Chaguarpamba (KCh) (Cretácico): Definida en este trabajo, forma dos cuerpos alargados de dirección E-O a NE-SO en la zona central e inferior derecha de la Hoja geológica. La secuencia consiste de rocas de color verde, grano fino a medio, generalmente estratificadas, incluyen tobas arenosas, aglomerados finos y lentes subordinados de lutitas y limolitas, constituidas por materiales mayormente de origen volcanosedimentario. Las tobas arenosas con alineación de minerales, están constituidas por líticos oscuros de grano fino y granos de cuarzo, soportados en una matriz limosa. Los aglomerados están constituidos por clastos centimétricos de rocas de origen volcánico, soportados en escasa matriz limo- arenosa. Las lutitas y limolitas de color gris y negro, ocurren en capas métricas a decamétricas concordantes a las facies gruesas, constituyendo las facies marinas más profundas de la cuenca. En El Triunfo (vía Chaguarpamba-El Pindo), estos niveles sedimentarios contienen restos de macrofósiles (amonites y bivalvos). La relación con la Unidad Celica no está establecida, pero se interpreta como discordante por la presencia de ventanas erosionales de rocas volcanoclásticas de grano grueso al E de Chaguarpamba. Por otra parte, el contacto con la Unidad Ciano es tectónico, marcado por la presencia de franjas de rocas variablemente afectadas por clivaje pizarroso y de fractura. Los clivajes S1 mayormente de rumbo E-O y verticales, se encuentran cortando la estratificación S0. Como las litologías de la Unidad Chaguarpamba constituyen las facies distales de la Unidad Bramaderos, una edad correspondiente al Cenomaniano se asigna a esta unidad.

Unidad Ciano (KCn) (Cretácico): Cubre la mayor parte del Sur del área de estudio, formando varias franjas entre las fajas tectónicas y erosionales de las unidades Célica, Chaguarpamba y Bramaderos. Consiste de capas bien estratificadas de lutitas, limolitas, arcillolitas y areniscas. Las lutitas, limolitas y arcillolitas son de color verde y negro, ocurren en capas centimétricas, finamente laminadas, contienen mayormente granos de plagioclasa y esporádicos granos de cuarzo, además de esporádicos líticos volcánicos, clorita, epidota, circón y minerales opacos. Las areniscas son de color verde, grano fino a medio, contienen mayormente líticos de origen volcánico, además de granos de plagioclasa alterada, cuarzo, sericita, granos de cuarzo microgranular y arcillas. En Cangonamá las areniscas, limolitas y lutitas constituyen secuencias rítmicas de color gris verdoso a negro, silicificadas y con parches de oxidación.

En las quebradas Zamanga (UTM: 635101E, 9570861N) y Shoa (UTM: 622598E, 9566453N), y en La Chorrera, El Limón y La Florida, las areniscas son de color negro, grano medio, recristalizadas y ocurren intercaladas con capas centimétricas de limolitas. Al N, desde el sector de Buenavista hacia el E, la secuencia está plegada y afectada por un fuerte clivaje de cizalla, desarrollando características de metamorfismo de bajo grado y generando pizarras y filitas. La secuencia sobreyace discordantemente a la Unidad Bramaderos, mientras el contacto con las Unidades El Tigre y Chaguarpamba es tectónico. Sigal (en Kennerley et al., 1973) determinó microfauna de edad Senoniana al N de Alamor. Posteriormente, las rocas de la región Chaguarpamba Sabanilla fueron asignadas por Jaillard et al. (1999) al Albiano - Coniaciano?. Por otra parte, como sobreyace discordantemente a las Unidades Bramaderos y Chaguarpamba atribuidas al Cenomaniano, una edad Coniaciano-Santoniano se asume para esta secuencia.

Unidad Zambi (KZ) (Cretácico): Forma una faja de dirección NO-SE. Consiste de filitas, pizarras y areniscas gris oscuras intensamente deformadas. Las filitas y pizarras están dispuestas en capas laminadas, incluyen niveles afectados por intenso clivaje pizarroso, presentan textura lepidoblástica con granos de cuarzo con extinción ondulada y esporádica moscovita, en matriz con abundante mica de grano fino, arcilla, además de sílice y opacos como minerales secundarios. Las areniscas de grano fino a grueso, dispuestas en capas centimétricas, contienen fenocristales rotos de plagioclasa (++), granos de cuarzo (-) y pequeños líticos de meta-areniscas cuarzosas, en matriz pelítica, incluyendo sericita débilmente orientada (+), calcita y opacos como minerales secundarios. En el NE la secuencia sobreyace discordantemente a la Unidad Chaguarpamba, mientras al O el contacto con las Unidades Celica y Bramaderos es tectónico. La presencia cerca de las Chinchas de Platyceramus sp. del Coniaciano Temprano a Maastrichtiano, especímenes encontrados hasta ahora en depósitos discordantes del Cretácico Tardío (Jaillard et al., 1999), determinan que Campaniano-Maastrichtiano Tardío es la edad más probable de la secuencia como sugiere Litherland (en Jaillard et al., 1999).

Formación Yunguilla (KY) (Cretácico): Se restringe a la parte S y SE del área de estudio, formando un bloque tectónico en la región de Aguasillas y una laja tectónica al N de Yamana. La secuencia consiste de rocas sedimentarias turbidíticas, bien estratificadas, finogranulares, carbonatadas y muy deformadas. Las litologías incluyen areniscas calcáreas, limolitas y lutitas negras que ocurren en capas centimétricas con rumbo preferencial E-O buzando al N. Las rocas presentan fracturamiento astilloso y localmente tienen el aspecto de pizarras. Los contactos con las Unidades Bramaderos, Loma Blanca y Río Playas son tectónicos. Estudios geológicos realizados por Jaillard et al. (1996) al S de la escama tectónica definida como unidad Yunguilla (zona Casanga-Naranjo), indican la presencia de facies del Campaniano-Maastrichtiano incluidas en las Unidades Naranjo y Casanga, argumentos que sugieren que las rocas calcáreas se pueden correlacionar con las unidades descritas, por lo que una edad Maastrichtiano se estima para esta secuencia.

Grupo Saraguro (E-Ms) (Eoceno): Constituyen una franja de rumbo NO-SE, paralela al cinturón de rocas metamórficas. Litológicamente consiste en una secuencia de rocas volcánicas subaéreas, calco-alcalinas, intermedias a ácidas, predominando tobas de composiciones andesíticas a dacíticas, y en menor proporción tobas riolíticas, discordantes sobre el BAT e interdigitadas con la Unidad Portovelo, litologías interpretadas del Eoceno Tardío y Medio (Dunkley y Gaibor, 1997).

Unidad Portovelo (O?Pv) (Oligoceno): Expuesta en el NE de la Hoja, está constituida por lavas basalto-andesíticas y andesíticas, tobas andesíticas muy meteorizadas y tobas dacíticas, todas de afinidad calco-alcalina (Pratt et al., 1997), que sobreyacen discordantemente al basamento metamórfico. Dos edades de 21.5 - 28.4 Ma son reportadas por Aspden (en MEM-BGS-PRODEMINCA, Vol. 4, 2000), que confirman la relación con el Grupo Saraguro, por lo que una edad Oligoceno tardío a Mioceno temprano se establece para la secuencia.

Unidad Loma Blanca (OLb) (Oligoceno): Constituye las lomas bajas localizadas al E de Yamana formando una pequeña faja de dirección E-O. Constituye una sucesión de volcanoclastos de composición ácida, estratificados, parte del arco volcánico continental. Incluye principalmente una potente capa de tobas blancas con tonos amarillentos, riolíticas, textura subporfirítica, conteniendo granos de cuarzo, cristales de biotita y plagioclasa alterada, en matriz vítrea (vidrio volcánico - 70 %), fuertemente meteorizadas formando caolín. Por el N, el contacto con las unidades cretácicas es tectónico, al E es sobreyacida concordantemente por la Unidad Catacocha mientras al S la Unidad Río Playas la sobreyace discordantemente. Dataciones realizadas por Hungerbühler (1997) establecen edades de 42.2 ± 3.4 y 31.1 ± 2.8 Ma, por lo que una edad Oligoceno se asume para la secuencia.

Unidad Catacocha (OCat) (Oligo-Mioceno): Definida en la Hoja geológica de Cariamanga, constituye una nueva unidad litoestratigráfica. Consiste de una sucesión de rocas volcanoclásticas y volcánicas de composición intermedia a acida. Las litologías incluyen aglomerados, tobas de cristales y andesitas. Los aglomerados son de color café constituidos por líticos volcánicos soportados en matriz arenosa de grano grueso. Las tobas mayormente meteorizadas, son de color púrpura y estructura masiva, con alto contenido de feldespatos, los mismos que se encuentran alterados a caolín y arcillas (UTM: 65398E, 9559155N). Las andesitas relacionadas a cuellos volcánicos, son de color gris- verdoso, masivas, textura porfirítica que por meteorización adquieren tonalidades de color crema. La secuencia sobreyace discordantemente a las unidades Celica y Bramaderos, y en el caso del contacto con la Unidad Loma Blanca es concordante. Considerando que la secuencia sobreyace concordantemente a la Unidad Loma Blanca, una edad Oligoceno-Mioceno se asigna para la Unidad Catacocha.

Unidad Río Playas (MRp) (Mioceno): Está expuesta de forma muy restringida en la zona centro sur del área de estudio. Litológicamente la secuencia está constituida por conglomerados mal clasificados, poco consolidados y alterados de tonalidades amarillentas y rojizas, alternando con areniscas semi-consolidadas y limolitas en menor cantidad. Entre los líticos se distinguen clastos de rocas volcánicas, sedimentarias y cuarzo lechoso de tamaño centimétrico. Constituye una secuencia fluviátil depositada en una depresión de rumbo NE-SO. La secuencia está en contacto tectónico con las rocas cretácicas, mientras al NE sobreyace con discordancia erosional a la Unidad Loma Blanca. Hacia el S (Hoja de Cariamanga) descansa en discordancia sobre las Formaciones Naranjo, Casanga y Catacocha. Por la estratificación subhorizontal, bajo grado de consolidación y la relación con las Unidades Naranjo y Casanga, Hungerbühler (1997) le atribuyó una edad Eoceno Inferior. Sin embargo, de acuerdo a las mismas características y en razón que la Unidad Catacocha se encuentra subyaciéndola, se estima que la Unidad Río Playas correspondería al Mioceno.

Depósitos cuaternarios (Cuaternario): Expuestos en el área de investigación incluyen principalmente aluviales y coluviales. Los aluviales se encuentran en los márgenes de los ríos Amarillo, Pindo, Santa Ana y Marcabelí, mientras los coluviales al NE de la Hoja en los sectores Guayuro y Loma de Mishquipaqui.

MAGMATISMO

Varias intrusiones mesozoicas y cenozoicas, incluyendo pequeños cuerpos subvolcánicos están emplazados en el BAT y en las secuencias cretácicas. Las intrusiones mesozoicas ocurren mayormente como cuerpos elongados de dirección NO-SE, y están relacionadas con el complejo de granitoides Moromoro. Las intrusiones cenozoicas mayormente emplazadas en la zona SE de la Hoja, constituyen cuerpos de pequeñas dimensiones. Dentro del primer grupo se incluyen el granito y granodiorita no foliadas a medianamente foliadas de la Unidad La Florida, la granodiorita del Plutón Marcabelí, y la granodiorita biotítica y cuarzo monzodiorita del Plutón El Prado, considerados del Triásico tardío (Aspden et al., 1995). En el segundo grupo están varios intrusivos de variadas dimensiones dioríticos, tonalíticos y granodioríticos, así como cuerpos subvolcánicos de composición intermedia, textura subporfirítica, con relictos de piroxeno, fenocristales y microlitos de plagioclasa que constituyen geoformas subredondeadas al E y SE del área de estudio. Los minerales secundarios son cuarzo, epidota y clorita. Los intrusivos tonalíticos y los subvolcánicos andesíticos están afectando a las unidades cretácicas por lo que se les atribuye una edad terciaria. Los intrusivos dioríticos y granodioríticos emplazados en las unidades pre-cretácicas, por correlación con los anteriores también se les asigna al Terciario.

ESTRUCTURAS Y DEFORMACIÓN

La zona de estudio está afectada por varias zonas de fallamiento predominantemente con dinámica transcurrente e inversa, la mayoría con deformación dúctil, generando amplias zonas de cizalla. Las fallas incluyen El Sistema de Fallas Piñas-Portovelo que separa el Grupo Saraguro del Complejo Metamórfico de El Oro, la Falla Orianga que separa las secuencias de afinidad continental relacionadas con el BAT con las de afinidad oceánica relacionadas con la CAL, la falla Puyango que constituye el contacto tectónico entre la Unidad El Tigre con la Unidad Quebrada Los Sábalos y la falla Yamana que constituye el límite NO de la cuenca del Río Playas. Varias estructuras menores de rumbo E-O y NE-SO, afectan las rocas del BAT y las rocas sedimentarias de la CAL. Las secuencias sedimentarias y volcanosedimentarias de la CAL están plegadas y cizalladas, formando anticlinales y sinclinales de dirección preferencial NE-SO y E-O, así como zonas de cizallamiento con clivaje pizarroso y de fractura frecuentemente cortando la estratificación. La deformación frágil y dúctil entre las fallas Orianga y Yamana, desarrolla estructuras de direcciones comparables a las del BAT, pudiendo haberse desarrollado al menos en parte con el evento de acreción del Campaniano.

HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas más antiguas constituyen el basamento metamórfico Pre cretácico (Unidades El Tigre, La Victoria y Quebrada Plata, y las rocas del Complejo de Granitoides Moromoro), definidas por Litherland et al. (1994) y Aspden et al. (1995), parte del BAT. Durante el Jurásico Superior - Cretácico Inferior sobre el BAT se depositan los sedimentos continentales de las Unidades Guerras y Quebrada Los Sábalos, en un ambiente posiblemente de margen pasivo. En el Aptiano, más al Sur hacia el Perú, en un ambiente de arco de islas se emplazan los basaltos y gabros subordinados de afinidad toleítica de la Unidad Punta de Piedra, superpuesta por una secuencia volcanoclástica proximal del Albiano (Unidad Celica) y por rocas volcanoclásticas más distales del Cenomaniano (Unidad Bramaderos y Chaguarpamba), todas como parte de un complejo ensamblaje de rocas oceánicas relacionadas a un arco insular. En el Coniaciano al Santoniano, se depositaron las unidades sedimentarias Ciano y Zambi con el aporte mayormente de la erosión del arco volcánico oceánico y en menor proporción del BAT. La acreción del arco insular al continente, produce las estructuras regionales acompañadas de intenso plegamiento y cizallamiento. En el Campaniano - Maastrichtiano comenzó el relleno de la cuenca del Río Playas con sedimentos marinos someros y conglomerados de cono aluvial costero. En el Eoceno –Oligoceno se forma el arco volcánico continental constituyendo en el N el Grupo Saraguro y Unidad Portovelo, y en el Sur las Unidades Loma Blanca y Catacocha. Finalmente, durante el Mioceno, al S de la Falla Yamana en una cuenca continental se deposita la Unidad Río Playas.

REFERENCIAS

ASPDEN J. A., BONILLA W. & DUQUE P. (1995) The El Oro Metamorphic Complex, Ecuador: Geology and Economic Mineral Deposits. Overseas Geology and Mineral Resources. Number 67, Overseas Memoir 11. British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, United Kingdom.

DUNKLEY, P. & GAIBOR A. (1997) Mapa Geológico de La Cordillera Occidental del Ecuador entre 2° y 3° S, Escala 1:200000. British Geological Survey y Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgica. Ministerio de Energía y Minas, Quito-Ecuador.

DUQUE P. (2000) Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador, Sistema de Información Geológico y Minero (SIM). UCP PRODEMINCA proyecto MEM BIR F 3655EC. 1ra Edición. Quito, Ecuador.

HUNGERBÜHLER D. (1997) Neogene Basin in The Andes of Southern Ecuador: Evolution, Deformation and Regional Tectonic Implications. Diss. ETHZ No. 12371. Swiss Federal Institute of Technology Zurich.

JAILLARD E., ORDÓÑEZ M., BERRONES G., BENGTSON P., BONHOMME M., JIMÉNEZ N., I. ZAMBRANO. (1996) Sedimentary and Tectonic Evolution of The Arc Zone of Southwestern Ecuador During Late Cretaceous and Early Tertiary Times. Journal of South American Earth Sciences. Vol. 9, Nos 1/2. Great Britain.

JAILLARD E., LAUBACHER G. BENGTSON P., DHONDT A. BULOT L. (1999) Stratigraphy and Evolution of The Cretaceous Forearc Celica- Lancones Basin of Southwestern Ecuador. Journal of South American Earth Science 12. Elsevier Science Ltda. (51-68).

KENNERLEY J. B., ALMEIDA L., SOSA G., PALADINES A., CALLE J., GUEVARA S., LEÓN E., LOZADA, F. & LONGO R. (1973) Mapa Geológico del Ecuador, Escala 1:100000-Hoja 39 Cariamanga. Dirección General de Geología y Minas-Institute of Geological Sciences, Quito-Ecuador.

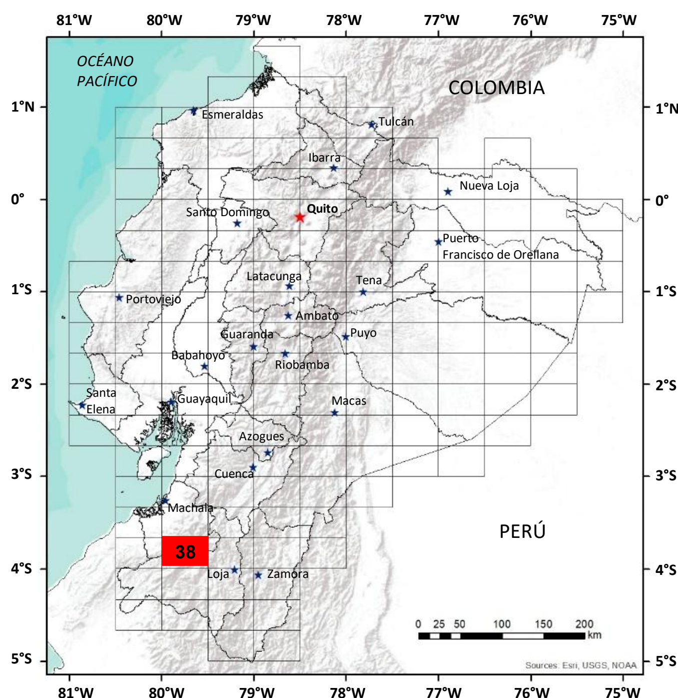
KENNERLEY J. B., ZAMORA A. & NICOLALDE R. (1980) Mapa Geológico del Ecuador, Escala 1:100000-Hoja 38 Zaruma. Dirección General de Geología y Minas-Institute of Geological Sciences, Quito-Ecuador.

LITHERLAND M., ASPDEN J. A. & JEMIELITA R. A. (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador. Overseas Memoir 11. British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, United Kingdom.

MEM-BGS-PRODEMINCA (2000) Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador. Depósitos Porfídicos y Epi-Mesotermales Relacionados con Intrusiones de las Cordilleras Occidental y Real Vol. 4.

PETROAMAZONAS (2013) Informe Técnico No.014-GY E-2013 "Análisis Bioestratigráfico de 9 muestras de afloramiento Sector Zaruma- Cariamanga INIGEMM. Área de Bioestratigrafía. PETROAMAZONAS.

PRATT W., FIGUEROA J. & FLORES B. (1997) Mapa Geológico de La Cordillera Occidental entre 3° - 4° S, Escala 1:200000. British Geological Survey y Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgica. Ministerio de Energía y Minas, Quito-Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-38
ZARUMA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Zaruma se localiza en la región suroccidental del Ecuador, entre las provincias de Loja y El Oro, abarcando una superficie de aproximadamente 2058 km². En el área de estudio, los rasgos morfológicos predominantes al norte forman parte de la cordillera de Tahuín, donde se observan relieves colinados con cimas redondeadas y altitudes de hasta 1.400 m s. n. m., en contraste con las elevaciones más abruptas de cimas agudas y disección profunda que se encuentran en la zona sur.

HISTORIA GEOLÓGICA

La evolución geológica comprende al bloque Amotape-Tahuín que incluye: **Grupo Tahuín, Complejo Máfico Piedras y Complejo Granitoide Moromoro** [1], [2]. Además, incluye una parte de la cuenca **Alamor–Lancones** que posee secuencias sedimentarias y volcanosedimentarias marinas del **Cretácico** [3], [4], así como también, rocas volcánicas y volcanoclásticas generadas en un arco volcánico continental del **Cenozoico** [5].

Durante el **Paleozoico**, el Complejo Metamórfico El Oro ha sido interpretado como un prisma acrecionario con múltiples escamas tectónicas delimitadas por fallas [1]. Dentro de este complejo, el Grupo Tahuín representa depósitos turbidíticos sobre un talud continental profundo, compuesto por la **Formación El Tigre (D1-2?$_{T}$)** integrada por areniscas, lutitas y limolitas con bajo grado de metamorfismo, intercaladas con cuarcitas, pizarras y filitas. **La Formación La Victoria (D1-2?$_{V}$)** compuesta por cuarcitas, pizarras, filitas, esquistos micáceos y gneises, se considera el equivalente con mayor metamorfismo de la Formación El Tigre [2].

Durante el **Mesozoico** en el **Triásico Superior**, ocurrió un aumento en el grado de metamorfismo debido al evento tectonometamórfico Moromoro generando cizallamiento y altas temperaturas, desarrollando cinturones anfibolíticos oceánicos representados por la **Anfibolita Quebrada Plata (T3$_{Qp}$)** [2], [6], [7]. Además, el evento generó el **Complejo Granitoide Moromoro** que incluye el emplazamiento de granitoides sintectónicos tipo "I" y "S" como son: la **Granodiorita El Prado (T3$_{P}$)** de composición cuarzomonzodiorítica y mayor contenido de biotita; la **Granodiorita Marcabelí (T3$_{M}$)** caracterizada por granodioritas con moscovita y biotita; el **Granito La Florida (T3$_{F}$)** con granitos y granodioritas; y el **Gneis La Bocana (T3$_{B}$)** formado por metagranodioritas, gneises y migmatitas.

A partir del **Cretácico Inferior** se produjo la desmembración y rotación del Bloque Amotape–Tahuín desde la Cordillera Real y se inició la apertura de la cuenca Alamor–Lancones [8]. Durante el **Aptiano**, debido a la apertura y subsidencia de la cuenca, se depositan secuencias sedimentarias en la zona norte discordantemente sobre el basamento metamórfico, representados por la **Formación Guerras (K1$_{G}$)** integrada por estratos siliciclásticos que incluyen conglomerados, areniscas y limolitas, seguido por la **Formación Quebrada Los Zábalos (K1$_{Qz}$)** conformada por areniscas cuarzosas, grauwacas, conglomerados y lutitas en donde se han reportado troncos fósiles [9], [10].

Coetáneamente, comenzó el desarrollo del volcanismo submarino del **Arco Celica**. La facie proximal está representada por la **Formación Celica (K1$_{C}$)**, constituida por andesitas masivas y capas de tobas que afloran en ventanas tectónicas [11].

Las Formaciones volcanoclásticas y sedimentarias distales de este arco incluyen a la **Formación Bramaderos (KBr)** compuesta de aglomerados volcánicos y tobas de cristales; la **Formación Chaguarpamba (K$_{Ch}$)** compuesta por tobas arenosas y lentes subordinados de lutitas con limolitas sobreyaciendo en discordancia a la **Formación Ciano (K$_{Cn}$)**, integrada por lutitas, limolitas y areniscas con aporte volcanoclástico asignadas al **Albiano-Cenomaniano** [11], [12]. Sobre esta última secuencia se superpone discordantemente la **Formación Casanga (K2$_{Ca}$)** integrada por conglomerados, areniscas y limolitas, correspondientes al **Campaniano–Maastrichtiano**.

Durante el **Eoceno** se desarrolló un arco volcánico continental representado por la **Formación Catacocha (E$_{Ct}$)**, constituida por aglomerados, tobas de cristales y andesitas. Esta secuencia es sobreyacida por la **Formación Río Playas (E$_{P}$)**, conformada por conglomerados intercalados con areniscas y limolitas, que representan depósitos fluviales mal consolidados en la depresión de la subcuenca del río Playas [13], [14].

Desde el **Eoceno Superior al Mioceno** se estableció un arco volcánico continental, representado al sur por la **Formación Loma Blanca (EO_{Lb})** conformada por volcanoclastos de composición ácida; mientras que, al norte, se desarrolló la **Formación Portovelo (OM_{Pv})** compuesta por lavas andesitas basálticas, andesitas y tobas andesíticas a dacíticas. Esta formación es sobrepuesta por la **Formación Ayapamba ($OM?_{Ay}$)** integrada por tobas, cenizas volcánicas, lavas andesíticas y diques [5], [15]. Finalmente, en el Cuaternario se distinguen **Depósitos Coluviales (Q_C)** y **Aluviales (Q_A)**.

Los cuerpos intrusivos corresponden a episodios magmáticos post-cretácicos representados por dioritas y granodioritas que afloran como geoformas subredondeadas. Además, se identifican riolitas asociadas a la falla Piñas–Portovelo y se reportan rocas andesíticas al SE del área.

La geología estructural del Bloque Amotape–Tahuín está controlada por un sistema de fallas inversas con componente de rumbo dextral. Este sistema está limitado al norte por la falla Piñas–Portovelo, Portovelo, Manabí de El Oro; mientras que, al sur, por la falla Chiriboga, Orianga–Balsal y Yamana. Adicionalmente, las rocas cretácicas presentan un sistema de pliegues con orientación predominante O–E a NE–SO que afecta tanto a las secuencias volcánicas como sedimentarias. La interacción de estas estructuras ha sido determinante en la configuración geodinámica de la región.

REFERENCIAS

[1] T. FEININGER, (1976) "Geología de la Zona Arenillas-Puyango".

[2] J. A. ASPDEN, W. BONILLA, AND P. DUQUE (1995) The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits.

[3] E. JAILLARD ET AL. (1996) "Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and early Tertiary times," J South Am Earth Sci, vol. 9, no. 1, pp. 131–140, doi: 10.1016/0895-9811(96)00033-8.

[4] E. JAILLARD, G. LAUBACHER, P. BENGTSON, A. V DHONDT, AND L. G. BULOT (1999) "Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador," J South Am Earth Sci, vol. 12, no. 1, pp. 51–68, doi: 10.1016/S0895-9811(99)00006-1.

[5] W. PRATT, J. FIGUEROA, AND B. FLORES (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00'S. CODIGEM-British Geological Survey. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, 52.

[6] N. RIEL ET AL. (2013) "Metamorphic and geochronogical study of the Triassic El Oro metamorphic complex, Ecuador: Implications for high-temperature metamorphism in a forearc zone," Lithos, vol. 156–159, pp. 41–68, doi: 10.1016/J.LITHOS.2012.10.005.

[7] S. R. NOBLE, J. A. ASPDEN, AND R. JEMIELITA (1997) "Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador," GSA Bulletin, vol. 109, no. 7, pp. 789–798, Jul., doi: 10.1130/0016-7606(1997)109<0789:NACENU>2.3.CO;2.

[8] A. EGÜEZ AND O. POMA (2001) "La cuenca Alamor - Lacones en el contexto geodinámico de los andes de huancabamba, SW Ecuador". Available: https://biblioteca.epn.edu.ec/cgi-bin/koha/ opac-detail.pl?biblionumber=25090

[9] C. R. BRISTOW AND HOFFSTETTER (1977) Lexique stratigraphique international, vol. 5.

[10] R. SHOEMAKER (2025) "La geología y paleontología de los sedimentos cretácicos del valle del río Puyango; provincias de Loja y el Oro; Ecuador," in Subcomisión Ecuatoriana PREDESUR - Towson State University – PREDESUR, Publicación N°64., Quito-Ecuador, 1977. Accessed: May 07. [Online]. Available: https://biblioteca. culturaypatrimonio.gob.ec/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber= 206047.

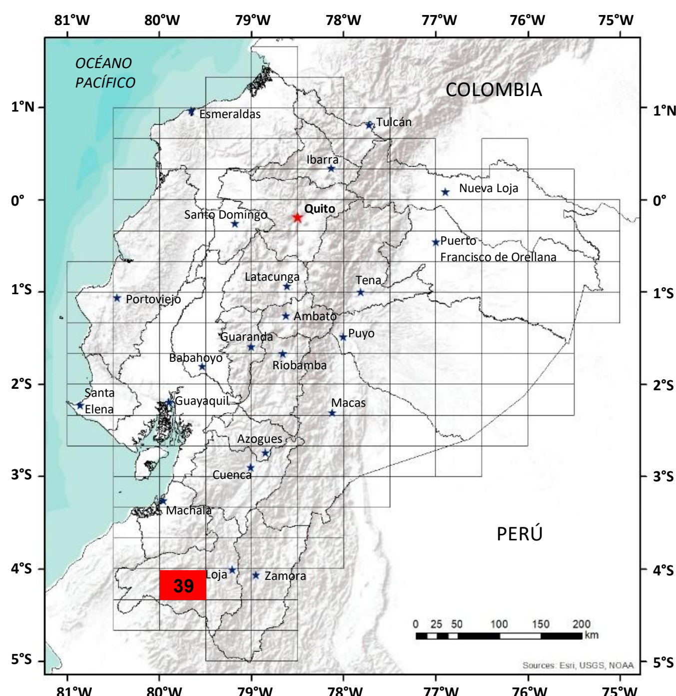
[11] E. JAILLARD, G. LAUBACHER, P. BENGTSON, AND A. DHONDT (2025) "Revisión estratigráfica del Cretáceo superior del Noroeste peruano y Suroeste ecuatoriano: datos preliminares, consecuencias tectónicas," 1998, pp. 101–115. Accessed: May 07. [Online]. Available: https://www.researchgate.net/publication/259464413_Revision_estratigrafica_del_Cretaceo_superior_del_Noroeste_peruano_y_Suroeste_ecuatoriano_datos_preliminares_consecuencias_tectonicas

[12] R. SHOEMAKER (1982) Fossil leaves from the Lower Cretaceous Ciano Formation southwestern Ecuador. Paleontographica Abteilung. B, 120-132.

[13] D. HUNGERBÜHLER (1997) "Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador (3°00'- 4°20'): sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications," Institute of Geology ETH Zürich.

[14] D. HUNGERBÜHLER ET AL. (2002) "Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador," Earth Sci Rev, vol. 57, no. 1–2, pp. 75–124.

[15] PRODEMINCA (2000) "Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador: Depósitos Porfídicos y Epi-Mesotermales Relacionados con Intrusiones de la Cordillera Occidental y Real," Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador, vol. 4.



HOJA GEOLÓGICA-39
CARIAMANGA (1973)

INTRODUCCIÓN

El área de Cariamanga forma parte del sistema montañoso austral andino del Ecuador. Es un área profundamente disectada, con altitudes que van desde los 400m hasta los 3000m. El drenaje corre hacia el Océano Pacífico, principalmente por el Río Catamayo. La vegetación es poco densa en toda la zona a causa del prolongado período seco desde junio a noviembre. La carretera Panamericana cruza el área y la población está concentrada en las tres ciudades principales: Cariamanga, Catacocha y Celica.

GEOLOGÍA

El área de Cariamanga se encuentra dentro de la provincia geológica andina, la cual aquí consiste de volcánicos Cretáceos intruidos por un gran batolito granítico, y sedimentos del Cretáceo y Terciario.

Formación Piñón (K) (Cretáceo): Representa parte de una vasta acumulación de lavas andesíticas, las cuales fueron extruidas a lo largo de la línea de los Andes Occidentales durante el Cretáceo. La andesita Piñón es una roca de color verde distintivo y usualmente homogénea y masiva, excepto en algunos lugares donde se encuentra interestratificada, al Oeste de El Empalme con una secuencia de cuarcitas, calizas y tobas finamente bandeadas y al Norte de Celica con sedimentos.

Una variedad de texturas ígneas se presenta, pero todas contienen material afanítico característico de rocas ígneas de enfriamiento rápido. La andesita porfirítica está difundida y los fenocristales pueden constituir el 50% de la roca. Los fenocristales máficos consisten en hiperstena, diópsido y augita, pero éstos están siempre subordinados a los fenocristales de composición andesino-labradorita los cuales muestran zonado oscilatorio. Muchos de los fenocristales feldespáticos están alterados a caolín y sericita. La hornblenda se encuentra como un producto de alteración de los piroxenos y la hornblenda primaria muestra una alteración a clorita y biotita. Probablemente un ligero metamorfismo está relacionado con alguna de las alteraciones

No se conoce el espesor de la Formación Piñón, pero debe ser de varios miles de metros. Tiene un contacto fallado y está parcialmente cubierta al Este por la Formación Sacapalca, al Nor-oeste interestratificada con la Formación Ciano; intruida además por el Batolito de Tangula.

Grupo Alamor (Cretáceo superior): Dos Formaciones del Grupo Alamor están presentes en el área, la Formación Ciano y la Formación Zapotillo. La Formación Ciano aflora en la esquina Nor-oeste del área. Consiste de lutitas finamente laminadas y abigarradas con limolitas, areniscas y volcánicos subordinados. Las Rocas Volcánicas consisten de lavas y tobas andesíticas. Las lavas son idénticas a las de la Formación Piñón y las tobas contienen cristales y fragmentos líticos y vítreos en una matriz de vidrio desvitrificado. El Instituto Francés del Petróleo (Sigal, 1968) encontró una microfauna de Edad Senoniana al Norte de Alamor. En esta área, las Formaciones Piñón y Ciano están interestratificadas; por consiguiente, el contacto entre ellas como se muestra en el mapa es aproximado. La Formación Zapotillo está localizada entre dos bloques fallados al Norte de la Hoja y consiste de lutitas negras de espesor desconocido. El afloramiento en la esquina Nor-este de la Hoja ha sido metamorfizado a filitas, y es conocido localmente como de la Formación Zambi. En el afloramiento de lutitas negras del Río Playas, el I.F.P. encontró una microfauna de Edad Maestrichtiana.

Formación Sacapalca ($K_{6\text{-}7}$) (Cretáceo superior): Está constituida de lavas y piroclásticos que afloran en un graben, en el lado oriental de la Hoja. Las lavas, que son más resistentes a la erosión forman los terrenos altos, mientras que los piroclásticos forman las depresiones. Los piroclásticos son tobas andesíticas con tobas aglomeráticas y aglomerados subordinados. Las tobas son ligeramente coloreadas, usualmente verde claro, morado, amarillo o café y compuestas de fragmentos cristalinos, líticos y vítreos en una matriz vítrea parcialmente desvitrificada. Las lavas son pórfidos andesíticos de color café, castaño o gris, en contraste con las andesitas verdes de la Piñón. Son ricas en fenocristales andesino-labradorita con zona de oscilatorio. Los minerales máficos incluyen enstatita, hiperstena, augita y hornblenda ocasionalmente; constituyen más del 15% de los fenocristales, por lo tanto, las rocas son leucocráticas y por consiguiente clasificadas como andesita más que como basalto.

Formación Río Playas (T) (Terciario): Ocupa la mayor parte de la depresión del Río Playas al Oeste de Catacocha y contiene arcillas semiconsolidadas, limolitas, areniscas y conglomerados, con rocas volcánicas interestratificadas. Los conglomerados son conspicuos a lo largo de los márgenes de la depresión y contienen guijarros de lutitas negras calcáreas, derivadas del Grupo Alamor del Cretáceo Superior. A esta Formación se le puede comprar con los sedimentos de las cuencas de Loja y Malacatus que son considerados de edad Terciaria.

Colada lávica (H) (Holoceno): Existen dos corrientes de lava sobre el flanco descubierto de la cima rocosa del Cerro Ahuaca al Norte de Cariamanga, el cual se creyó que era un cuello volcánico.

Depósitos superficiales: Un gran derrumbe de la Formación Sacapalca al Norte de Cariamanga se extiende sobre los $10km^2$ y muestra un terreno ondulado característico. Depósitos aluviales se encuentran a lo largo de los Ríos Catamayo y Playas. Varios tramos con material coluvial se encuentran en los valles tributarios del Río Playas.

INTRUSIVOS

El Batolito de Tangula domina la Hoja y está rodeado de varios stocks pequeños, los cuales probablemente se unen al batolito principal en profundidad. Las intrusiones son compuestas y muestran muchas variaciones en su textura y composición. El Batolito de Tangula consiste principalmente de granodiorita, y tonalita en su perímetro. El granito aparece al Sur de Tangula. La tonalita contiene biotita y hornblenda, mientras que la granodiorita contiene biotita principalmente.

Los contactos de la intrusión con las rocas de la región son muy irregulares, con abundantes apófises y xenolitos entre Colaisaca y Cariamanga. Intruye la Formación Piñón y está cubierta discordantemente por la Formación Sacapalca, la cual descansa estratigráficamente debajo de los sedimentos del Maestrichtiano (Sigal, op. cit.) de la Formación Gonzanamá, que aflora al Este del área, sugiriendo para la intrusión una edad del fin del Cretáceo superior. Esta edad es más joven que la edad isotópica citada, 111 millones de años, en la intrusión al Sur de la Hoja cerca de Macará (Snelling y otros, 1970). Diques doleríticos se encuentra en el Batolito de Tangula. La alteración hidrotermal en el valle del Río Playas puede estar asociada con la intrusión.

ESTRUCTURA

El principal rasgo estructural en el área es el graben de Catacocha-Cariamanga. Las fallas principales forman un sistema de bloques fallados que tienden a hundirse al Oeste e inclinándose al Este, con excepción de la Falla de Ningomine que hundiéndose al Este forma el lado occidental del graben. El Grupo Sacapalca generalmente tiene un buzamiento hacia el Este, pero localmente hay plegamientos medianos con ejes N-S.

En la esquina Nor-occidental de la Hoja, la Formación Ciano está plegada con ejes E-W. Este plegamiento se extiende dentro de la Formación Piñón, pero es solamente aparente donde hay sedimentos intercalados. La cuenca sedimentaria de Río Playas está limitada por la Falla Río Playas al Nor-occidente, y dentro de la cuenca los sedimentos buzan hacia su centro. Hay vestigios de una superficie de erosión a la cota 2600m en el Cerro Jatupamba y Colaisaca.

HISTORIA DE LA GEOLOGÍA

Las rocas más viejas se formaron en un geosinclinal Mesozoico que se extendía de N a S entre cordilleras de rocas Paleozoicas. Un gran volumen de andesitas fue extruido en el centro del geosinclinal para constituir la Formación Piñón, mientras que a lo largo del flanco occidental fue acumulado el flysch del Grupo Alamor. Hacia el fin del Cretáceo, los depósitos geosinclinales fueron plegados con ejes NE-SW en la orogenia Laramídica, y los sedimentos en la esquina Nor-este de la Hoja se metamorfizaron. El Batolito de Tangula fue probablemente emplazado en este tiempo.

La erosión baja a nivel del Batolito de Tangula precediendo la extrusión de la Formación Sacapalca. La formación del graben de Catacocha-Cariamanga probablemente coincide con el comienzo de esta actividad volcánica, pero eventualmente los depósitos volcánicos recubren los lados del graben.

Levantamiento y condiciones terrestres continentales marcaron el comienzo del Terciario. El fallamiento produjo las cuencas Terciarias y la Formación Río Playas fue depositada. Al fin del Terciario, la orogenia Cascadiana plegó la Formación Río Playas y el levantamiento subsiguiente inició la erosión de la cordillera Andina; un reposo temporal permitió la formación de la superficie de erosión a una altura de 2600m. Las coladas de lavas, la formación de depósitos coluviales y aluviales y los derrumbes se realizaron en tiempo recientes.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La mineralización en el área es muy esporádica y ningún mineral ha sido explotado. Vetas cupríferas afloran en El Empalme y en Paccha (Villemur, 1967).

El programa sistemático geoquímico de exploración del Proyecto Minero de Naciones Unidas en 1970, cubrió completamente la Hoja y localizó cuatro áreas anómalas (UNDP, 1972a). La anomalía más importante (UN Anomalía 8-10) de primer orden coincide con una zona de alteración hidrotermal en el valle del Río Playas, donde muestras anómalas de Cu (80-350ppm: background 25ppm), Pb (52-250; 20), Zn (230-600; 60) y Mo (6-18; 1) fueron registradas. El trabajo subsiguiente, implicando muestreo geoquímico detallado y la perforación de cuatro pozos, completando 2142m indica una posible mineralización diseminada de cobre-molibdeno (UNDP, 1972b). No ha sido encontrado todavía un cuerpo mineralizado; pero es posible que los afloramientos representen la zona del techo de una mineralización a profundidad.

Tres anomalías de segundo orden fueron localizadas. En la Zanja, camino a Celica, muestras anomálicas de Cu (75-140; 50) y Zn (300; 80) están asociadas con mineralización tipo vetiforme. Al Suroeste de Catacocha en El Huato, muestras anomálicas de Cu (60-270; 25) coinciden con vetillas de calcopirita en la granodiorita. Muestras anomálica de Pb (64 y 85; 10) y Zn (240-270; 80) fueron registradas en Guamba al Oeste de Cariamanga. Trabajos posteriores produjeron resultados económicos negativos. Todas las anomalías están asociadas con el margen del Batolito de Tangula.

Un estudio aeromagnetométrico realizado por la Société Anonyme de Prospection Aeroportée en 1965 cubrió la Hoja (SAPA, 1965).

Abastecimiento de agua: Las lluvias en el área son escasas, y a causa de la prolongada estación seca de junio a noviembre, la mayor parte del área es semi-árida. Las cimas altas y la esquina Noroeste de la Hoja donde hay corrientes permanentes pequeñas, son las excepciones. Por lo demás, sólo el Río Catamayo fluye todo el año. Las fuertes sequías pueden afectar el área de tiempo en tiempo. Las tres ciudades principales: Cariamanga, Catacocha y Celica tienen abastecimientos de agua, captadas en las montañas adyacentes. Hay un suministro potencial de agua subterránea en los sedimentos clásticos de la depresión del Río Playas.

REFERENCIAS

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, Datos anteriores y nuevos. Misión del Instituto Francés del Petróleo, Dir. Gen. Geol. Minas, Quito.

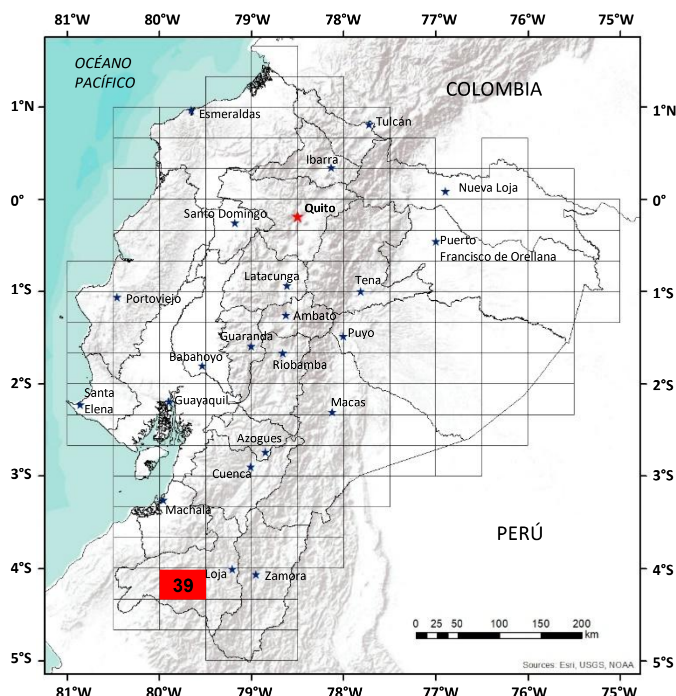
SNELLING N.J., INGRAM I. H. & CHAN K. P. (1970) K-Ar age determinations on samples from Ecuador. Inst. Geol. Sci. London. Isotope Geology Unit. Report No. 70.18.

SOCIETÉ ANONYME DE PROSPECTION AEROPORTÉE (1965) Estudio aerogeofísico de la Sierra Austral, República del Ecuador. Dir. Gen. Geol. Minas, Quito.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1972a) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals (Phase II), Exploration for metallic minerals in southern Ecuador, Loja-El Oro, Operation No. 8, Systematic geochemical exploration and geological reconnaissance. U.N.D.P. New York-Quito. Technical Report No. 13.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1972b) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals (Phase II), Exploration for metallic minerals in southern Ecuador, Loja-El Oro, Operation No. 8, Follow-up evaluation of geochemical anomalies. U.N.D.P. New York-Quito. Technical Report No. 14.

VILLEMUR J. R. (1967) Estudio de reconocimiento geológico-mineralógico de la Provincia de Loja. Cooperación Técnica Francesa. Dir. Gen. Geol. Minas. Quito.



HOJA GEOLÓGICA-39 CARIAMANGA (2013)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica Cariamanga, escala 1:100000, se encuentra al Sur del Ecuador, en la provincia de Loja, cantones Paltas (Catacocha), Calvas (Cariamanga), Celica y Sozoranga, abarcando un rectángulo de 2072 km^2. El área de investigación comprende valles y montañas con alturas que varían entre 400 a 3000 m.s.n.m. y forma parte de la cuenca Alamor-Punta de Piedras (CAP). El clima varía entre frío a templado y seco, con una temperatura promedio de 20° C, las estaciones son marcadas con lluvias durante los meses de diciembre a abril, existiendo precipitaciones bajas en los meses de mayo y noviembre. La vegetación de la zona consiste de fajas arbóreas, bosque de montaña alta y matorrales típicos de zonas bajas, la misma que en ocasiones ha sido alterada por las actividades antrópicas. El acceso hacia la zona de estudio se realiza por las carreteras de primer orden Loja-Catacocha, Loja-Cariamanga-Macará, Machala-Balsas-Catacocha y Machala-Arenillas Alamor-Celica.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Punta Piedra (KPp) (Cretácico): Se extiende por toda la parte suroccidental de la Hoja geológica de Cariamanga. Las rocas tipo ocurren en un sector del río Catamayo y al noroeste de Sozoranga. La secuencia comprende principalmente basaltos de afinidad toleítica y gabros en menor proporción. Los basaltos ocurren como mantos masivos fracturados de color negro verdoso, textura afanítica y muchas veces se encuentran silicificados, contienen principalmente plagioclasas, piroxenos y olivino y rara vez cuarzo como mineral producto de alteración debido a la afectación de vetas y diques.

Los gabros se encuentran junto con los mantos lávicos y constituyen cuerpos intrusivos pequeños de color negro y textura fanerítica, con abundantes fenocristales subhedrales de plagioclasas. Esta unidad se encuentra sobreyacida transicionalmente por la Unidad Celica e intruida por el Batolito de Tangula. En base a correlaciones estratigráficas con rocas de la CAP, esta unidad correspondería al Cretácico Temprano (Egüez y Poma, 2001). Es interpretada como el basamento de la parte sur de la CAP, formada por un volcanismo submarino, de afinidad toleítica tipo arco de islas, ahora emplazada en el continente.

Unidad Celica (KCe) (Cretácico): Se extiende por toda la cordillera de Celica, hasta la parte central de la Hoja geológica y al sur de la cuenca del Río Playas, encontrándose principalmente en la vía La Zanja-Celica, en la vía Celica-Zazanamá y en la parte central de la Hoja en el sector de la Quebrada Ashimingo al Sur del puente de Río Playas. Es redefinida como una secuencia volcanoclástica, intercalada con mantos de lava de composición basáltico-andesítica, las mismas que generalmente se encuentran silicificadas, cloritizadas y epidotizadas en menor grado. Las facies volcanoclásticas se encuentran conformadas principalmente por hialoclastitas de color verde con tonalidades gris-oscuras, las cuales contienen fragmentos de rocas volcánicas de composición básica-intermedia de color rojizo dentro de una matriz lávica de textura afanítica con gran cantidad de vidrio volcánico y minerales de alteración como clorita y epidota. Estos clastos presentan formas sub-angulosas a angulosas y diámetros centimétricos. En menor proporción existen tobas consolidadas de composición básica, de grano fino y tonalidad verdosa. La unidad, hacia el Norte se encuentra sobreyacida discordantemente por la Unidad Ciano y hacia el Sur sobreyace en contacto transicional a la Unidad Punta de Piedra. Jaillard (1998), en base a datos bioestratigráficos y edad de la serie sedimentaria oriental de la cuenca Lancones-Celica, en la sección de Río Playas, hace una correlación estratigráfica con lo cual sugiere que esta unidad es del Albiano. Estas rocas representan la parte más proximal del arco volcánico submarino Punta de Piedra.

Unidad Bramaderos (KBr) (Cretácico): Fue definida en base a las facies litológicas, a su posición estratigráfica y a la importancia en la magnitud de los afloramientos encontrados en el sector de Bramaderos, de donde toma su nombre, extendiéndose hacia el Puente de Río Playas. La secuencia está constituida por rocas volcanoclásticas de grano fino, estratificadas, que incluyen micro-aglomerados y aglomerados polimícticos bien consolidados, tobas de color café, grauvacas y esporádicamente con intercalaciones de lavas de composición basáltico-andesítica de textura porfirítica. Esta unidad sobreyace en contacto transicional a la Unidad Celica y está sobreyacida discordantemente por la Unidad Ciano. En la cuenca del río Playas la Unidad Bramaderos constituye la base de las unidades sedimentarias Naranjo y Casanga, las cuales sobreyacen discordantemente. Debido a que la Unidad Bramaderos se encuentra sobreyacida por rocas sedimentarias de edad Cenomaniano-Turoniano (Jaillard et al, 1999), se le asigna una edad Albiano- Cenomaniano. Esta unidad es interpretada como la facies distal volcanoclástica del arco Punta de Piedra.

Unidad Iguinda (KIg) (Cretácico): Esta unidad ha sido diferenciada de la Unidad Bramaderos en base a su litología y composición. Afloramientos tipo se observan en el sector de Iguinda y en el origen de la quebrada San Sebastián sitio donde fue definida. En el sector del cerro La Cruz, aparecen intercalaciones concordantes de sedimentos limosos grises calcáreos entre la secuencia de tobas aglomeráticas de la Unidad Bramaderos. La unidad está representada por rocas sedimentarias calcáreas fino-granulares como lutitas, limolitas y areniscas finas de color gris oscuro a negro bien estratificadas, comúnmente meteorizadas y alteradas mostrando un color crema y amarillo rojizo. Hacia el este las capas de estos sedimentos se vuelven más frecuentes y potentes, llegando a formar una secuencia de varias decenas de metros cerca de la población de Iguinda. En algunas muestras se encontraron microfósiles de foraminíferos bentónicos y vetillas de calcita rellenando las fracturas. La edad de la Unidad Iguinda, por correlaciones estratigráficas con la Unidad Bramaderos podría atribuirse al Cenomaniano-Turoniano, lo cual es corroborado mediante el análisis bioestratigráfico de una muestra de esta unidad. Es interpretada de paleoambiente marino somero que formaban paleocuencas aisladas.

Unidad La Ramada (KRa) (Cretácico): Esta unidad se encuentra en la parte centro norte de la Hoja, al sur de El Naranjo, formando las colinas bajas que bordean la parte sur de las unidades sedimentarias cretácicas que rellenan la cuenca del Río Playas. Las rocas tipo de esta unidad se encuentran en la vía El Naranjo-La Ramada, en la vía Zapotepamba-Motiurco y en el sector del Puente de Playas se encuentra en contacto con la Unidad Río Playas. La litología corresponde a una secuencia de tobas aglomeráticas grises, intercaladas con wackes parduzcos y areniscas de color gris claro y café. La secuencia se encuentra atravesada por una gran cantidad de vetillas de calcita y cuarzo dando un aspecto blanquecino en superficie, la ocurrencia de estos minerales se debe a que están afectadas por diques andesíticos oxidados que cortan a la unidad y que enmascaran el contacto con la Unidad Bramaderos. Estas rocas se encuentran sobreyaciendo en concordancia a la secuencia volcanoclástica de la Unidad Bramaderos y subyaciendo en discordancia a la Unidad Naranjo. Debido a la naturaleza de las rocas y a su posición estratigráfica entre las Unidades Bramaderos y Naranjo, se le asigna una edad del Turoniano-Coniaciano.

Unidad Ciano (KCn) (Cretácico): Se encuentra expuesta en la parte noroccidental de la Hoja geológica de Cariamanga, en el cerro Guachanamá, extendiéndose hacia el N y O. Afloramientos de esta unidad son observados en la Vía Guachanamá-Lauro Guerrero y en el corte de la vía Celica-Alamor, sector de Mercadillo. La secuencia comprende facies finogranulares bien estratificadas en capas intercaladas de espesores decimétricos de areniscas, limolitas y lutitas de color negro y en ocasiones gris verdoso, se encuentran afectadas por alteración argílica intermedia y en ocasiones presentan mineralización de pirita diseminada, producto del emplazamiento de diques.

Esta Unidad se encuentra en contacto fallado E-O con la Unidad Celica en la parte Noroeste de la Hoja, hacia el Este en el sector Guachanamá, el contacto es discordante. El Instituto Francés del Petróleo (Sigal, 1968), encontró una microfauna de edad Cretácico Superior. En este trabajo de acuerdo a su posición estratigráfica y a los estudios anteriores se le atribuye una edad correspondiente al Coniaciano-Santoniano.

Unidad Naranjo (KNj) (Cretácico): Esta unidad se extiende en una pequeña zona al Norte de la Hoja geológica y los afloramientos más claros se observan en el talud de la vía El Limón-Sabanilla-El Naranjo y en el Puente de río Playas vía a Yamana donde existe un pequeño afloramiento de conglomerados con macrofósiles, los cuales fueron datados por Jaillard et al. (1996). La secuencia comprende principalmente una intercalación de conglomerados finos de color gris con presencia de fósiles, areniscas doradas calcáreas, limolitas de color café verdoso y lutitas de color café y crema bien estratificadas. Se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la Unidad Bramaderos y subyaciendo concordantemente a la Unidad Casanga. En base a sucesiones estratigráficas de la cuenca Lancones (Jaillard et al. 1999), la Unidad Naranjo correspondería al Campaniano Medio.

Unidad Casanga (KCa) (Cretácico): Esta unidad se extiende en la parte occidental de la cuenca del Río Playas. Las rocas tipo de esta unidad se encuentran en la entrada a Guaypira, al Noroeste del sector El Naranjo. La secuencia comprende principalmente capas decimétricas bien estratificadas y plegadas de conglomerados, micro-conglomerados de color café verdoso, areniscas y en menor proporción limolitas pardas, en capas de diferente consolidación, comúnmente estas rocas se encuentran cizalladas y con material calcáreo rellenando las fracturas. En los conglomerados se distinguen líticos sub-redondeados de lavas basálticas marinas y volcanoclásticos silicificados. Se estima un espesor entre 200 y 400m (Jaillard et al., 1996), la cual se encuentra en contacto fallado hacia el noroeste con la Formación Yunguilla, hacia el sur en contacto concordante con la Unidad Naranjo, en tanto que hacia el NE se encuentra sobreyacida discordantemente por la Unidad Río Playas. Hungerbühler (2002) la ubica entre el Campaniano Tardío y Maestrichtiano Temprano.

Formación Yunguilla (KY) (Cretácico): Forma un cinturón alargado en dirección NE-SO desde el sector de El Limón en la Hoja geológica de Cariamanga hasta la población de Yamana en la Hoja geológica de Zaruma, afloramientos han sido observados en la vía de ingreso a la población de Guaypira, así como también en la esquina Noreste de la Hoja geológica de Cariamanga en el camino de ingreso al río Catamayo. La secuencia comprende principalmente argilitas, lutitas, limolitas y areniscas finas de color negro, las cuales se encuentran como un depósito turbidítico tipo flysch. Esta unidad sobreyace discordantemente a las rocas volcanoclásticas de la Unidad Bramaderos y es concordante con la Unidad Casanga. Mediante análisis de fauna foraminífera, Hughes y Bermúdez (1977) y Jaillard et al. (1999) la reportan de edad Campaniano – Maestrichtiano.

Unidad Changaimina (PCh) (Paleoceno): Corresponde a las facies lávicas de lo que se conocía como Formación Sacapalca. Esta Unidad se encuentra distribuida en los altos farallones encontrados al norte de la ciudad de Cariamanga, formando prominentes relieves en dirección Sur - Norte, los cuales limitan con la falla Bella María al occidente, donde la cordillera tiene un cambio de altitud. Las rocas tipo de esta unidad ocurren en el sector de Changaimina, de donde toma su nombre. La secuencia comprende principalmente lavas andesíticas de afinidad calco-alcalina, textura porfirítica, de color gris y púrpura, presentan alto contenido de plagioclasas, feldespatos, biotita y en menor cantidad hornblenda, esporádicamente se encuentran brechas de tonalidad verdosa. Esta unidad subyace en contacto transicional a los aglomerados de La Cruz y en las partes bajas de los relieves (microcuenca de la quebrada Bella María) es sobreyacida en discordancia erosiva por la Unidad el Fundo. Desde el sector de Tarapal, Bella María y Suquilanda, se encuentra en contacto fallado con el Batolito de Tangula y al Norte de Pishinamaca con la Unidad Punta de Piedra. Hungerbühler (1998), en una muestra de lava obtuvo una edad de trazas de fisión de 66.9 ± 5.8 Ma, correspondiente al Maestrichtiano Tardío a Paleoceno Temprano, edad que es acogida en este trabajo.

Unidad La Cruz (PCr) (Paleoceno): Se encuentra distribuida desde la ciudad de Cariamanga hasta el sector de La Vega y Santa Esther en el Río Catamayo, presenta buena exposición a lo largo de las elevaciones alineadas en la parte oriental del área que cubre la Hoja de Cariamanga. El afloramiento tipo se lo evidenció en la loma la Cruz donde toma su nombre. Entre las principales litologías de esta Unidad se encuentran aglomerados gruesos, groseramente estratificados, brechas con clastos de lavas andesíticas grises y púrpuras y tobas aglomeráticas, sin embargo, también se encuentran intercalaciones esporádicas de lavas andesíticas-basálticas porfiríticas. Los aglomerados son de colores grises y cremas claras, medianamente consolidadas, con un alto porcentaje de clastos de lavas y tobas de cristales de diámetro decimétrico, sub-redondeados en una matriz de ceniza gruesa. Esta Unidad se encuentra sobreyaciendo concordantemente a la Unidad Changaimina, subyaciendo en discordancia erosiva a la Unidad el Fundo y en contacto discordante a la Unidad Ahuaca. Por correlaciones estratigráficas se le atribuye al Paleoceno Medio.

Unidad San Vicente (PSv) (Paleoceno): Esta unidad se encuentra en la parte Este de la Hoja geológica, aflorando en la cuenca del río Catamayo entre la localidad de Las Cochas al norte y El Suche y Vega al Sur. Afloramientos de esta unidad se encuentran en la vía Catacocha-San Vicente-Sacapalca. La secuencia comprende rocas volcanosedimentarias, depositadas en una llanura de inundación cuyas litologías principales consisten de limolitas tobáceas, pasando a tobas, tobas de lapilli e ignimbritas de composición andesítica de tonalidades grises, areniscas volcánicas finas, estratificadas de coloración verde claro, lila, amarillo o café, en menor proporción se encuentran aglomerados y esporádicos conglomerados mal clasificados con clastos de rocas volcánicas de composición andesítica de color gris, púrpura y verdoso, la secuencia aparece plegada con ejes en dirección aproximada N -S. Hacia el norte, las rocas de esta unidad son sobreyacidas en discordancia por la Unidad Catacocha, mientras que hacia el sureste se encuentran subyacidas en discordancia por las Unidades Changaimina y La Cruz. Por correlaciones estratigráficas, a esta unidad se la atribuye al Paleoceno Superior.

Unidad Sacapalca (Pc-ESa) (Paleoceno-Eoceno): Ha sido redefinida en base a su litología y posición estratigráfica, diferenciándola de la anterior Formación Sacapalca. Esta Unidad se extiende al Norte de la parroquia Changaimina, donde los relieves altos se interrumpen en una probable falla. La litología corresponde a tobas ácidas de composición dacítica-riolítica, de color crema con tonalidades verdosas, estructura masiva, medianamente consolidadas, afectadas por la intrusión de un sin-número de diques andesíticos de textura porfirítica y vetillas de cuarzo rellenando las fracturas, además se encuentran volcanosedimentos finos estratificados de igual composición. Esta unidad se encuentra sobreyaciendo a las Unidades Changaimina y La Cruz en contacto fallado. Por correlaciones estratigráficas se la atribuye al Eoceno.

Unidad Loma Blanca (OLb) (Oligoceno): Aflora en la Hoja geológica de Cariamanga únicamente en el sector de Sacapianga. Los afloramientos más representativos se localizan en la hoja de Zaruma en el sector de Barrial Blanco y en el tramo de la carretera Barrial Blanco-Valdivia. La unidad se encuentra conformada por rocas volcanoclásticas de composición ácida, principalmente por tobas riolíticas de color blanco estratificadas de textura porfirítica, en algunos casos presentan procesos de alteración que dan lugar a la formación de caolín. Las tobas se encuentran afectadas por diques pequeños de composición andesítica. De acuerdo a estudios anteriores, la Unidad Loma Blanca está asignada a un arco volcánico continental del Eoceno-Oligoceno, en muestras tomadas al Noroeste de Catacocha en el sector de Barrial Blanco se han obtenido edades de 40.6 ± 5.4 - 22.5 ± 0.9 Ma. Con el método de *Fission Track* (Hungerbühler, 2000).

Unidad Catacocha (OCat) (Oligoceno): Comprende una secuencia volcanoclástica de composición intermedia a ácida, que estuvo incluida dentro de la Formación Sacapalca. En este trabajo se la diferencia y se la define como Unidad Catacocha en base a las facies litológicas, a su posición estratigráfica, morfología y considerando que los mejores afloramientos se encuentran extensamente en los alrededores de la ciudad del mismo nombre. La unidad consiste de aglomerados, brechas y tobas masivas de color gris, púrpura y marrón amarillento, de composición intermedia a ácida cortada por diques ácidos, dentro de la secuencia se encuentran intercalaciones de conglomerados mal clasificados, flujos laharíticos distales y areniscas tobáceas. La Unidad Catacocha descansa en discordancia sobre volcanosedimentos más finos que aparecen sensiblemente más deformados, formando pliegues abiertos que fueron definidos en este trabajo como la Unidad San Vicente hacia el sur y estarían sobrepuestas en discordancia por la Unidad Río Playas hacia el Noroeste. Por correlaciones estratigráficas a esta Unidad se le atribuye al Oligoceno-Mioceno.

Unidad Río Playas (MRp) (Mioceno): Estos sedimentos se encuentran rellenando la cuenca norte del Río Playas, en un relieve de valle ubicado en la parte alta de la plataforma de Catacocha en la zona central norte de la Hoja geológica. La litología consiste de areniscas de grano grueso con estratificación cruzada, conglomerados mal clasificados poco consolidados y alterados de tonalidades amarillentas y rojizas, conteniendo clastos bien redondeados de lutitas negras, andesitas y cuarzo-arenitas sobre los 20 cm de diámetro. Estos conglomerados se encuentran generalmente alternando con areniscas gruesas semiconsolidadas y limolitas en menor cantidad. La Unidad Río Playas descansa en discordancia sobre las Formaciones Naranjo, Casanga y Catacocha. Con base en las observaciones estratigráficas de campo, en el que se evidencia que la Unidad Catacocha atribuida al Oligoceno-Mioceno se encuentra subyaciendo a esta Unidad, se puede certificar que la Unidad Río Playas correspondería al Mioceno.

Unidad Ahuaca (MAh) (Mioceno): Se la define como una secuencia conformada por rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición ácida, que toman su nombre del cerro del mismo nombre, ubicado junto a la ciudad de Cariamanga. Esta Unidad se encuentra distribuida en el borde sureste de la Hoja geológica de Cariamanga. Afloramientos tipo se encuentran en los alrededores del cerro Ahuaca al NE de la ciudad de Cariamanga, en el sector de Macaicanza y cerca de Pampa Bonita. Esta unidad se encuentra conformada por un cuello volcánico andesítico de textura porfirítica y tobas ácidas dacíticas-riolíticas asociadas que afloran en los alrededores. El cuello volcánico constituye la expresión de un volcanismo más joven ya que se encuentra afectando a las rocas que anteriormente estaban agrupadas en la Formación Sacapalca. En algunos afloramientos las tobas se encuentran muy diaclasadas, meteorizadas y alteradas, con oxidación superficial, a veces transformadas en arcilla y caolín de color blanco y rojizo. Esta Unidad se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las Unidades Changaimina y La Cruz y hacia Noroeste del cerro Ahuaca se observa que es sobrepuesta por depósitos coluviales antiguos y avalanchas de rocas que posiblemente son producto de un colapso. Por las correlaciones estratigráficas a esta Unidad se le asigna al Mioceno.

Unidad El Fundo (PLf) (Plioceno): Se la define como una unidad que constituye remanentes del relleno de una microcuenca. Se encuentra distribuida al norte de la ciudad de Cariamanga, extendiéndose en una amplia llanura inclinada que es parte de la microcuenca de los drenajes afluentes de la quebrada Bella María que drena en dirección SN y hacia el Sur toma el nombre de Pishinamaca. Estos materiales se mezclan con una secuencia de conglomerados y tobas retrabajadas, además se encuentran depósitos fluvio-lacustres bien estratificados, depósitos de avalanchas y flujos de lodo. En las litologías se observa conglomerados mal clasificados, areniscas limolitas y lutitas poco consolidados, con estratificación subhorizontal a horizontal en capas decimétricas de tonalidades crema, púrpura y gris, los flujos de lodo están conformados en un 70% por matriz limo arenosa y 30% de clastos de composición andesítica subangulares de diferente tamaño, que van desde centimétricos a decimétricos. Esta unidad se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las rocas volcánicas de las Unidades Changaimina y La Cruz. Por correlaciones estratigráficas, esta unidad es considerada de edad Pliocénica.

Depósitos Cuaternarios: Los depósitos aluviales se observan en los márgenes de los principales ríos que drenan el área de estudio, siendo el más extenso el que se extiende en la parte nororiental del río Catamayo. Los depósitos coluviales se encuentran distribuidos en casi toda la Hoja geológica y al parecer se formaron por constantes e importantes movimientos de masa.

INTRUSIVOS

El batolito de Tangula es un cuerpo intrusivo que constituye una amplia región de la Hoja geológica de Cariamanga, se extiende a lo largo del centro y sur de la misma, emplazadas en las rocas basálticas de la Unidad Punta de Piedra. Litológicamente está dominado por una granodiorítica hornbléndica de color gris-rojizo de grano grueso. En láminas delgadas se observa textura hipidiomórfica, compuesta básicamente de feldespato de potasio, plagioclasas, cuarzo, biotita y hornblenda en menor cantidad. Es común encontrar la granodiorita de color gris claro alterada y transformada en una arena de grano grueso. En varios sectores se la encuentra fracturada y se observan xenolitos de rocas volcánicas de la roca de caja que corresponde a los basaltos de la Unidad Punta de Piedra. Las edades para las rocas del Batolito de Tangula oscilan entre 110 Ma, reportados por la Misión Británica (1982), una edad con el método Argón- Argón de 93 ± 1.1 Ma en biotita fue establecida por Ullrich (2004) para el PMA:GCA, sin embargo por observaciones estratigráficas su edad sigue en discusión. El complejo peribatolítico que bordea la parte norte del batolito de Tangula, se lo define como un cuerpo intrusivo diorítico, asociado posiblemente a la última fase del emplazamiento de este batolito.

Cuerpos subvolcánicos indiferenciados, definidos como antiguas chimeneas volcánicas que han conservado sus geoformas de lomas puntiagudas en ocasiones redondeadas sobresalen por toda la Hoja de Cariamanga y se encuentran constituidos por lavas principalmente de composición intermedia, de textura fanerítica, compuestos por plagioclasas, cuarzo, fenocristales de piroxenos y anfíboles, los cuales representarían la fase plutónica del volcanismo Paleoceno-Mioceno. Adicionalmente se evidenciaron varios diques de pequeñas dimensiones de composición andesítica hornbléndica, granodiorítica y granítica, distribuidas en toda el área de la Hoja geológica.

ESTRUCTURAS

Las Fallas regionales identificadas dentro de la Hoja de Cariamanga tienen una dirección preferencial NEE-SOO y se encuentran ubicadas hacia el Oeste, mientras que hacia el este existe una falla en dirección aproximada N-S. La falla de Yamana, definida en la Hoja geológica de Zaruma como de tipo inverso, tiene rumbo general NEE-SOO variando a E-O, buzando al NO y N, con el bloque colgante vergiendo al SE, limitando la margen NO de la cuenca del Río Playas.

Esta falla parece constituir el límite entre las secuencias del Cretácico Inferior ubicadas al norte y Superior al sur y seguramente controló la evolución de la cuenca Paita-Yunguilla y posteriormente Río Playas.

Otra de las principales fallas que atraviesa el área en dirección NOO-SEE, tendiendo a N-S, con alto ángulo de buzamiento hacia el O, constituye la Falla Bella María, denominada antes como Falla Ningomine (Kennerley et al., 1973). Esta falla se encuentra al Este de la ciudad de Catacocha y pone en contacto las rocas del basamento oceánico al Oeste con rocas volcánicas de composición intermedia ácida del arco continental Paleoceno-Mioceno, antes definido como Formación Sacapalca.

HISTORIA GEOLÓGICA

El basamento de la CAP, está constituido por una secuencia volcánica submarina que comprende basaltos de afinidad toleítica, definida como Unidad Punta de Piedra por Egüez y Poma (2001), superpuesto por una secuencia volcanoclástica proximal del Albiano (Unidad Celica) y por rocas volcanoclásticas más distales del Turoniano (Unidad Bramaderos), Este conjunto de rocas oceánicas se formaron en un sistema de arco insular del Albiano al Turoniano. En el Coniaciano al Santoniano, se formó la unidad sedimentaria Ciano con el aporte de la erosión del arco volcánico oceánico. En el Santoniano y/o Campaniano empezó el relleno de la cuenca del Río Playas con sedimentos marinos de cono aluvial costero y con depósitos de capas rojas, que indicarían una regresión y/o un levantamiento de Edad Cretácico superior a Terciario Inferior (Jaillard, et al 1996). Las rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias de composición andesítica que aparecen en la parte Este de la Hoja, diferenciadas como Unidades Changaimina, La Cruz y San Vicente, corresponderían al inicio de la actividad del arco volcánico continental durante el Paleoceno, el mismo que va evolucionando y durante el Eoceno-Oligoceno, genera productos volcánicos de composición ácida, agrupados dentro de las Unidades Sacapalca, Loma Blanca y Catacocha. Durante el Mioceno, se deposita la Unidad Río Playas, en la parte central norte de la Hoja; mientras que, en Plioceno, en los alrededores de la ciudad de Cariamanga, continua el volcanismo de tipo ácido, dando origen a la Unidad Ahuaca. Finalmente, durante la misma época se depositó la Unidad El Fundo rellenando la microcuenca del río Pishinamaca, producto de la erosión de rocas antiguas.

REFERENCIAS

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS - DGGM (1975) - Mapa Geológico del Ecuador, Loja, Hoja 56 (1:100000).

EGÜEZ A. & POMA. (2001) La Cuenca Alamor - Lancones en el Contexto Geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador., IV Jorn. Ciencias de la Tierra, E.P.N., Quito, pp. 19 – 22.

HUNGERBÜHLER D. (1998) Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador (3°-4°20´S): Sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. Tesis de Ph.D. no publicada, Institute of geology, ETH, Zurich, Switzerland.

HUNGERBÜHLER D., STEINMANN M., WINKLER W., SEWARD D., EGÜEZ A., PETERSON D., HELG U., HAMMER C. (2002) Neogene stratigraphy and Andean geodynamic of southern Ecuador, Earth Sci. Rev., 57, pp. 75 – 124.

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS - DGGM (1973) Mapa Geológico de Cariamanga, escala 1:100000. Hoja 39. Edición 1-1973.

JAILLARD E., ORDÓÑEZ M., BERRONES G., BENGTSON P., BONHOMME M., JIMÉNEZ N. y ZAMBRANO I. (1996) Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times., Journal of South American Earth Sciences, Vol. 9, pp. 131-140.

JAILLARD E., BENGTSON P., BULOT L., DHONT A., LAUBACHER G. y ROBERT E. (1996) Stratigraphy of the Western Celica Basin (SW Ecuador). Third ISAG, St Malo (France), 17:19-9. pp

JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGTSON P., DHONDT A., BULOT L. (1999) Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador., Journal of South American Earth Sciences, vol. 12, pp. 51-68.

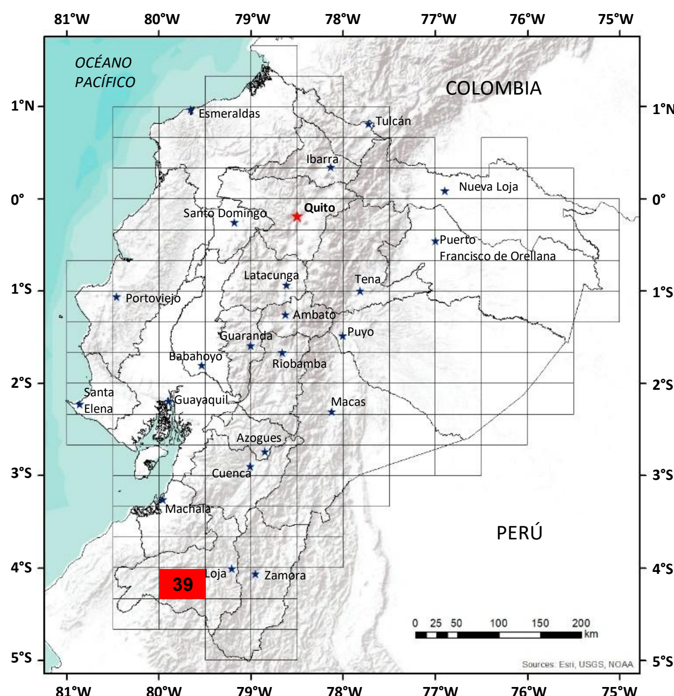
KENNERLEY J. (1973) Geology of the Loja Province, Southern Ecuador. London Institute of Geological Sciences Report, 23, 34p.

KENNERLEY J. (1980) Outline of the geology of Ecuador, Overseas Geol. Miner. Resour., Inst. Geol. Sci., London, 55, 17 p.

PILATASIG L., GORDÓN P., PALACIOS O. & SÁNCHEZ J. (2007) M apa Geológico de la Región Sur de Ecuador y Norte del Perú, Escala 1:500000. Dirección Nacional de Geología, Ministerio de Minas y Petróleos, Ecuador-Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Ministerio de Energía y Minas, Perú. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. Ecuador-Canadá- Perú.

PRATT W., FIGUEROA J. & FLORES B. (1997) Mapa Geológico de la Cordillera Occidental Entre 3°- 4° S, Escala 1:200000. British Geological Survey y Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero- Metalúrgica. Ministerio de Energía y Minas, Quito-Ecuador.

PROYECTO MULTINACIONAL ANDINO: GEOCIENCIAS PARA LAS COMUNIDADES ANDINAS. ECUADOR-CANADÁ-PERÚ. PMA:GCA. (2007) - Geología del Ecuador y Perú entre 3° S y 6° S. 76p.



HOJA GEOLÓGICA-39
CARIAMANGA (2017)

INTRODUCCIÓN

La hoja geológica Cariamanga, escala 1:100000, se encuentra al S del Ecuador, en la provincia de Loja, cantones Paltas (Catacocha), Calvas (Cariamanga), Celica y Sozoranga, abarcando un rectángulo de 2072 km^2. El área de investigación comprende valles y montañas con alturas que varían entre 400 a 3000 m.s.n.m. y forma parte de la cuenca Alamor-Punta de Piedras (CAP). El paisaje en la parte NO se caracteriza por la existencia de lomas alargadas con dirección NE-SO, mientras en la parte central S la morfología es más suave y con lomas redondeadas por la existencia de cuerpos porfiríticos y el intrusivo de Tangula. El acceso hacia la zona de estudio se realiza por las carreteras de primer orden Loja-Catacocha, Loja-Cariamanga-Macará, Machala-Balsas-Catacocha. La movilización dentro de la zona es buena, y a que se cuenta con caminos carrozables de segundo y tercer orden, caminos de herradura y senderos que conectan a las parroquias y a los caseríos de los cantones principales.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Punta de Piedra (K_{Pp}): Se extiende por toda la parte Suroccidental de la hoja geológica de Cariamanga. Las rocas tipo ocurren en un sector del río Catamayo y al NO de Sozoranga. Los gabros afloran en el sector de Río Playas y en Pishinamaca al SE del área. La secuencia comprende principalmente basaltos de afinidad toleítica y gabros en menor proporción. Los basaltos ocurren como mantos masivos fracturados de color negro verdoso, textura afanítica, contienen principalmente plagioclasa, piroxeno y olivino.

Los gabros, se encuentran junto con los mantos lávicos y constituyen cuerpos intrusivos pequeños de color negro y textura fanerítica. Se encuentra sobreyacida transicionalmente por la Unidad Celica e intruida por el Batolito de Tangula y en base a correlaciones estratigráficas con rocas de la CAP , correspondería al Cretácico Temprano (Egüez y Poma, 2001). Se interpreta como el basamento de la parte S de la CAP , formada por un volcanismo submarino, de afinidad toleítica tipo arco de islas, ahora emplazada en el continente.

Formación Celica (K_C): Se extiende por toda la cordillera de Celica, hasta la parte central de la hoja geológica y al S de la cuenca del Río Playas, aflorando principalmente en la vía de primer orden La Zanja-Celica, en la vía Celica-Zazanamá y en la parte central de la hoja en el sector S del puente de Río Playas. Se redefine como una secuencia volcanoclástica, intercalada con mantos de lava de composición basáltico-andesítica. Las facies volcanoclásticas se encuentran conformadas por hialoclastitas o brechas volcánicas submarinas, contienen fragmentos de rocas volcánicas de composición básica-intermedia de color rojizo dentro de una matriz lávica de textura afanítica con gran cantidad de vidrio volcánico. En menor proporción existen tobas consolidadas de composición básica, de grano fino y tonalidad verdosa. Esta unidad hacia el N se encuentra sobreyacida discordantemente por la Unidad Ciano y hacia el S sobreyace en contacto transicional a la Unidad Punta de Piedra. Jaillard (1998) mediante correlación estratigráfica sugiere que esta unidad es del Albiense. Estas rocas representarían la parte más proximal del arco volcánico submarino definido como Punta de Piedra.

Unidad Bramaderos (K_{Br}): Se la define en base a su litología y posición estratigráfica, sitios representativos de esta unidad se observan en la vía El Empalme-Celica y en la vía de tercer orden El Naranjo-Iguinda. La secuencia está constituida por rocas volcanoclásticas principalmente de grano fino, estratificadas, que incluyen microaglomerados y aglomerados polimícticos bien consolidados, tobas de color café, grauvacas y esporádicamente en la secuencia estratificada se encuentran intercalaciones de lavas de composición basáltico-andesítica de textura porfirítica. Esta unidad sobre ace en contacto transicional a la Unidad Celica y está sobreyacida discordantemente por la Formación Ciano. En la cuenca del Río Playas la Unidad Bramaderos constituye la base de las unidades sedimentarias Naranjo y Casanga, las mismas que se encuentran sobreyaciéndolas discordantemente. Tomando en consideración que la Unidad Bramaderos se encuentra sobreyacida por rocas sedimentarias de edad Cenomaniense-Turomaniense (Jaillard et al., 1999), se le asigna una edad Albiense-Cenomaniense. Es interpretada como la fase distal volcanoclástica del arco Punta de Piedra.

Unidad Iguinda (K_{Ig}): Ha sido diferenciada de la Unidad Bramaderos, afloramientos tipo se observan en el sector de Iguinda y en el origen de la quebrada San Sebastián sitio donde fue definida. En el sector del cerro La Cruz, aparecen intercalaciones concordantes de sedimentos limosos grises calcáreos entre la secuencia de tobas aglomeráticas de la Unidad Bramaderos. La unidad está representada por rocas sedimentarias calcáreas fino-granulares como lutitas, limolitas y areniscas finas de color negro bien estratificadas. Hacia el este las capas de estos sedimentos se vuelven más frecuentes y potentes, llegando a formar una secuencia de varias decenas de metros cerca de la población de Iguinda. En algunas muestras se encontraron microfósiles de foraminíferos bentónicos, correspondientes al Cenomaniense Superior - Campaniense. Estas rocas representan pequeñas paleocuencas aisladas.

Unidad Chaguarpamba (K_{Ch}): Definida en la hoja de Zaruma escala 1:100000, aflora en el extremo nororiental del mapa de Cariamanga. Se trata de una secuencia de rocas verdes de grano fino a medio, generalmente estratificadas, incluye tobas arenosas, aglomerados finos y lentes subordinados de lutitas y limolitas, de origen volcano-sedimentario. Se encuentra en contacto tectónico con la Unidad San Vicente. Las litologías de la unidad Chaguarpamba constituyen las fases distales de la unidad Bramaderos, una edad del Cenomaniense se asigna a esta unidad.

Unidad La Ramada (K_{Ra}): Se la define como Unidad La Ramada en base a su distribución espacial, posición estratigráfica, litología y composición mineralógica. Esta unidad se encuentra en la parte centro N de la hoja, al S de El Naranjo, formando las colinas bajas que bordean la parte S de las unidades sedimentarias cretácicas que rellenan la cuenca del Río Playas. Las rocas tipo se encuentran en la vía El Naranjo-La Ramada, en la vía Zapotepamba-Motiurco y en el sector del Puente de Playas. La litología constituye una secuencia de tobas aglomeráticas grises, intercaladas con areniscas de color gris claro y café, y grauvacas parduzcas. La secuencia se encuentra cubierta por una gran cantidad de vetillas de calcita y cuarzo dando un aspecto blanquecino en superficie. Se encuentran sobreyaciendo en concordancia a la secuencia volcanoclástica de la Unidad Bramaderos y subyaciendo en discordancia a la Unidad Naranjo. Debido a su posición estratigráfica se le asigna de edad Turoniense-Coniaciense.

Formación Ciano (K_{Cn}): Se encuentra expuesta en la parte noroccidental de la hoja geológica de Cariamanga, en el cerro Guachanamá, extendiéndose hacia el N y O. Afloramientos son observados en la Vía Guachanamá-Lauro Guerrero y en el corte de la vía Celica-Alamor, sector de Mercadillo. La secuencia comprende facies finogranulares bien estratificadas en capas intercaladas de espesores decimétricos de areniscas, limolitas y lutitas de color negro y en ocasiones gris verdoso. Estas rocas se encuentran afectadas por alteración argílica intermedia y en ocasiones presentan mineralización de pirita diseminada, producto del emplazamiento de diques.

La Formación Ciano se encuentra en contacto fallado E-O con la Formación Celica en la parte NO de la hoja, más hacia el este en el sector Guachanamá, el contacto es discordante. En base a su posición estratigráfica y a los estudios anteriores se le atribuye de edad Coniaciense-Santoniense.

Unidad Naranjo (K_{Nj}): Se extiende en una pequeña zona al N de la hoja geológica y los afloramientos más claros se observan en el talud de la vía El Limón-Sabanilla-El Naranjo, en el sector de Zapotepamba y en el Puente de Río Playas vía a Yamana donde existe un pequeño afloramiento de conglomerados con macrofósiles. La secuencia comprende principalmente una intercalación de conglomerados finos de color gris con presencia de fósiles, areniscas doradas calcáreas, limolitas de color café verdoso y lutitas de color marrón y crema bien estratificadas. Jaillard, et al. (1996) estiman el espesor de la Unidad Naranjo entre 150 y 200 m, la misma que se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la Unidad Bramaderos y subyaciendo concordantemente a la Unidad Casanga. En base a sucesiones estratigráficas de la cuenca Lancones (Jaillard et al. 1999), la Unidad Naranjo correspondería al Campaniense Medio.

Unidad Casanga (K_{Ca}): Se extiende en la parte occidental de la cuenca del Río Playas. Las rocas tipo de esta unidad se encuentran en la entrada a Guay pira, al NO del sector El Naranjo y al N de Macandamine. La secuencia comprende principalmente capas decimétricas bien estratificadas y alternadas de conglomerados, microconglomerados, areniscas y en menor proporción limolitas pardas, donde unas capas son más competentes que otras. En base a las estructuras identificadas, como la disposición de la estratificación y principalmente el plegamiento, se puede corroborar que hasta esta edad existió deformación tectónica, lo cual marca una diferencia con las rocas sedimentarias de la Formación Río Playas. En los conglomerados se distinguen fragmentos líticos de lavas basálticas marinas y volcanoclásticos silicificados. Jaillard et al. (1996) estima el espesor de la Unidad Casanga entre 200 y 400 m, hacia el S está en contacto concordante con la Unidad Naranjo, en tanto que hacia el NE se encuentra sobreyacida discordantemente por la Formación Río Playas. Hungerbühler (2002) la ubica entre el Campaniense Tardío y Maastrichtiense Temprano.

Unidad Changaimina (Pc_{Ch}): Corresponde a las facies lávicas de lo que se conocía como Formación Sacapalca. Esta Unidad se encuentra distribuida en los altos farallones encontrados al N de la ciudad de Cariamanga, formando prominentes relieves en dirección S-N, los cuales limitan con la falla Bella María al O, donde la cordillera tiene un cambio de altitud. Las rocas tipo de esta unidad ocurren en el sector de Changaimina, de donde toma su nombre, extendiéndose desde Santa Rita al N, hasta San Pedro Mártir al S. La secuencia comprende principalmente lavas andesíticas a veces en forma de domos de afinidad calco-alcalina, textura porfirítica, de color gris y púrpura; esporádicamente se encuentran brechas de tonalidad verdosa.

Esta unidad subyace en contacto transicional a los aglomerados de La Cruz y en las partes bajas de los relieves es sobreyacida en discordancia erosiva por la Unidad el Fundo. Desde el sector de Tarapal, Bella María y Suquilanda, se encuentra en contacto fallado con el Batolito de Tangula y al N de Pishinamaca con la Unidad Punta de Piedra. Hungerbühler (1998), en una muestra de lava obtuvo una edad de trazas de fisión de 66.9 ± 5.8 Ma., correspondiente al Maastrichtiense Tardío a Paleoceno Temprano.

Unidad La Cruz (Pc_{Lc}): Distribuida desde la ciudad de Cariamanga hasta el sector de La Vega y Santa Esther en el Río Catamayo, en una franja de alrededor de unos 12 km de ancho, presentan buenas exposiciones a lo largo de las elevaciones alineadas en la parte oriental del área que cubre la hoja de Cariamanga. El afloramiento tipo se lo encuentra en la loma La Cruz, otros afloramientos importantes se encuentran en el cerro Yundama, en la loma Cajanuma y en el cerro Guanchilaca. Se encuentra conformada por aglomerados gruesos, groseramente estratificados, brechas con clastos de lavas andesíticas grises y púrpuras y tobas aglomeráticas. Los aglomerados presentan un alto porcentaje de clastos de lavas y tobas de cristales de diámetro decimétrico en una matriz de ceniza gruesa. Se encuentra sobreyaciendo concordantemente a la Unidad Changaimina, subyace en discordancia erosiva a la Unidad El Fundo y en contacto discordante a la Unidad Ahuaca. Por correlaciones estratigráficas se le atribuye al Paleoceno Medio.

Unidad San Vicente (Pc_{Sv}): Se encuentra en la parte este de la hoja geológica, rellenando la cuenca del río Catamayo entre la localidad de Las Cochas al N y El Suche y Vega al S. Afloramientos de esta unidad se encuentran en la vía Catacocha-San Vicente- Sacapalca. La secuencia comprende rocas volcanosedimentarias, depositadas en una llanura de inundación cuy as litologías principales consisten de limolitas tobáceas, pasando a tobas, tobas de lapilli e ignimbritas de composición andesítica de tonalidades grises, areniscas volcánicas finas, estratificadas de coloración verde claro, violeta, amarillo o marrón; en menor proporción se encuentran aglomerados y esporádicos conglomerados mal clasificados con clastos de rocas volcánicas de composición andesítica de color gris, purpura y verdoso. Estas rocas aparecen localmente plegadas con ejes en dirección aproximada N-S, lo cual evidencia un nuevo evento tectónico. Hacia el N, las rocas de esta unidad son sobreyacidas en discordancia por la Unidad Catacocha, mientras que hacia el Seste se encuentran subyacidas en discordancia por las Unidades Changaimina y La Cruz. Por correlaciones estratigráficas, a esta unidad se la puede atribuir al Paleoceno Superior.

Unidad Río Guayucu (Pc_{Rg}): Definida en la hoja de Gonzanamá escala 1:100000. Litológicamente consiste de una secuencia volcano sedimentaria, estratificada, constituida por depósitos de caída, lahares y localmente areniscas volcánicas. En la vía Gonzanamá - Cariamanga se observa un contacto discordante con la Unidad La Cruz. Para esta unidad se infiere una edad paleocénica y una depositación en un ambiente fluvio lacustre contemporáneo a un sistema volcánico activo.

Unidad Sacapalca ($E?_{Sa}$): En esta zona de estudio, la Unidad Sacapalca ha sido redefinida en base a su litología y posición estratigráfica, diferenciándola de la anterior Formación Sacapalca. Esta Unidad se extiende al N de la parroquia Changaimina, donde los relieves altos se interrumpen en una probable falla. Afloramientos importantes se observan 2 km antes de llegar a Sacapalca en la vía que parte desde Changaimina. La litología la constituyen tobas ácidas de composición dacítica-riolítica, de color crema con tonalidades verdosas, estructura masiva, afectadas por la intrusión de un sinnúmero de diques andesíticos de textura porfirítica, además se encuentran volcanosedimentos finos estratificados de igual composición. Esta unidad se encuentra sobre las Unidades Changaimina y La Cruz en contacto fallado. Por relaciones estratigráficas se le asigna al Eoceno.

Formación Loma Blanca (OM_{Lb}): Aflora en la hoja geológica de Cariamanga únicamente en el sector de Sacapianga y se extiende hacia el N en la hoja geológica de Zaruma, como una pequeña franja que se encuentra entre los sectores de Barrial Blanco al O este y el Barrial al Este. Los afloramientos más representativos se localizan en la hoja de Zaruma, en el tramo de la carretera Barrial Blanco-Valdivia.

La unidad se encuentra conformada por rocas volcanoclásticas de composición ácida, en el área de la hoja geológica de Zaruma comprenden principalmente tobas riolíticas de color blanco estratificadas, son de textura porfirítica, en algunos casos presentan procesos de alteración que dan lugar a la formación de caolín. Las tobas se encuentran afectadas por diques pequeños de composición andesítica. De acuerdo a estudios anteriores, la Formación Loma Blanca está asignada a un arco volcánico continental del Eoceno- Oligoceno.

Unidad Catacocha ($OM?_{Ct}$): Se la define como Unidad Catacocha en base a las fases litológicas, a su posición estratigráfica, morfología y adicionalmente considerando que los mejores afloramientos se encuentran extensamente en los alrededores de la ciudad del mismo nombre, otros afloramientos importantes se encuentran en la vía Velacruz-Catacocha, vía Catacocha-Santa Gertrudis-San Vicente y en la vía Catacocha-Río Playas. La unidad consiste de aglomerados, brechas y tobas masivas de color gris, purpura y marrón amarillento, de composición intermedia a ácida cortada por diques ácidos. Dentro de la secuencia se encuentran intercalaciones de conglomerados mal clasificados, flujos laharíticos distales y areniscas tobáceas. Descansa en discordancia sobre volcanosedimentos más finos que aparecen sensiblemente más deformados, formando pliegues abiertos que fueron definidos en este trabajo como la Unidad San Vicente hacia el S y estarían sobrepuestas en discordancia por la Formación Río Playas hacia el NO. Por correlaciones estratigráficas se la atribuye al Oligoceno-Mioceno.

Formación Río Playas (M_P): Se encuentran rellenando la cuenca N del Río Playas, en un relieve de valle ubicado en la parte alta de la plataforma de Catacocha en la zona central N de la hoja geológica. Otros afloramientos tipo son observados al S de Sacapianga, en la vía Catacocha-El Empalme y en el sector de Pueblo Nuevo. La litología consiste de areniscas de grano grueso con estratificación cruzada, conglomerados mal clasificados poco consolidados y alterados de tonalidades amarillentas y rojizas, que contienen clastos bien redondeados de lutitas negras, andesitas y cuarzo-arenitas sobre los 20 cm de diámetro. Estos conglomerados se encuentran generalmente alternando con areniscas gruesas semiconsolidadas y limolitas en menor cantidad. La Formación Río Playas descansa en discordancia sobre las Formaciones Naranjo, Casanga y Catacocha. En base a las observaciones estratigráficas en este trabajo, en el que se evidencia que la Unidad Catacocha atribuida al Oligoceno-Mioceno se encuentra subyaciendo a esta Formación, se puede certificar que la Formación Río Playas corresponde al Mioceno.

Unidad Ahuaca (M_{Ah}): Se la define como una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición ácida, que toman su nombre del cerro del mismo nombre, ubicado junto a la ciudad de Cariamanga. Esta Unidad se encuentra distribuida en el borde Seste de la hoja geológica de Cariamanga. Afloramientos tipo se encuentran en los alrededores del cerro Ahuaca al NE de la ciudad de Cariamanga, en el sector de Macaicanza y cerca de Pampa Bonita. La Unidad Ahuaca se encuentra conformada por un cuello volcánico andesítico de textura porfirítica y tobas ácidas dacíticas-riolíticas asociadas que afloran en los alrededores. El cuello volcánico constituye la expresión de un volcanismo más joven y a que se encuentra afectando a las rocas que anteriormente estaban agrupadas en la Formación Sacapalca. En algunos afloramientos las tobas se encuentran muy diaclasadas, meteorizadas y alteradas, con oxidación superficial, a veces transformadas en arcilla y caolín de color blanco y rojizo. Esta Unidad se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las Unidades Changaimina y La Cruz. Por las correlaciones estratigráficas se le asigna una edad Miocénica.

Unidad El Fundo (PL_F): Se la define como una unidad que constituye remanentes del relleno de una microcuenca. Se encuentra distribuida al N de la ciudad de Cariamanga, extendiéndose en una amplia llanura inclinada que es parte de la microcuenca de los drenajes afluentes de la quebrada Bella María que drena en dirección SN y hacia el S toma el nombre de Pishinamaca. Sus más claras exposiciones se encuentran los sectores de El Fundo y Cusure y en las partes altas en el sector de Chiriguala, en la vía entre Changaimina-Bella María y en la vía Changaimina-La Cruz. Estos materiales se confunden con una secuencia de conglomerados y tobas retrabajadas, además se encuentran depósitos fluvio-lacustres bien estratificados, depósitos de avalanchas y flujos de lodo. Los conglomerados se encuentran mal clasificados y entre los depósitos fluvio-lacustres se encuentran areniscas, limolitas y lutitas poco consolidados, con estratificación subhorizontal a horizontal en capas decimétricas de tonalidades crema, púrpura y gris. Los flujos de lodo contienen clastos subangulares de composición andesítica de diferente tamaño, que van desde centimétricos a decimétricos. Esta unidad se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las rocas volcánicas de las Unidades Changaimina y La Cruz. Por correlaciones estratigráficas, esta unidad es considerada de edad Pliocénica.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos aluviales (Q_A): Se presentan en las riberas de los ríos Playas y Catamayo, además de importantes quebradas que alimental los drenajes principales. Están compuestos por bloques, cantos rodados, gravas redondeadas y arenas sub-redondeadas de rocas ígneas y sedimentarias.

Depósitos coluviales (Q_C): Se encuentran al este de la Falla Bella María. Se trata de depósitos agradacionales acumulativos formados por material meteorizado y bloques angulosos de rocas volcanosedimentarias, transportadas por acción de la gravedad hacia el pie del talud.

ROCAS INTRUSIVAS

Granodiorita Tangula (K^{Ta}): Se trata de un cuerpo batolítico discriminado en este trabajo en dos litologías, la mayor parte del cuerpo corresponde a una granodiorita y la zona peribatolítica de composición diorítica (DD). Constituye una amplia región de la hoja geológica de Cariamanga, se extiende a lo largo del centro y S de la misma, afectando a las rocas basálticas de la Unidad Punta de Piedra, que constituyen la roca de caja de este cuerpo intrusivo. La Litología dominante es una granodiorítica hornbléndica de color gris-rojizo y grano grueso. En láminas delgadas se observa textura hipidiomórfica, compuesta básicamente de feldespato de potasio, plagioclasas, cuarzo, biotita y hornblenda en menor cantidad. Es común encontrar la granodiorita de color gris claro alterada y transformada en una arena de grano grueso. En varios sectores se observan xenolitos de rocas volcánicas que demuestra que parte de la roca de caja corresponde a lavas basálticas de la Unidad Punta de Piedra. Las edades para las rocas del Batolito de Tangula oscilan entre 110 Ma, reportados por la Misión Británica (1982). Una edad con el método Argón-Argón indica 93 ± 1.1 Ma en biotita, este dato fue establecido por Ullrich (2004) para el PMA:GCA. LA DIORITA (DD), bordea la parte N de la granodiorita de Tangula, asociado posiblemente a la última fase del emplazamiento de este. Las dioritas conforman las geoformas de lomas redondeadas que se extienden por los sectores de: Tabla Rumi, La Zanja, El Empalme, Trapichillo, Los Cruceros, Q da. Chungue, Papayal, Q da. Linuma, Zona N del Río Playas, loma entre las quebradas Yanbilla y El Guineo.

ROCAS SUBVOLCÁNICAS

Pórfidos dioríticos (Pdr): Cuerpos subvolcánicos dioríticos, definidos como antiguas chimeneas volcánicas que han conservado sus geoformas de lomas puntiagudas en ocasiones redondeadas sobresalen por toda la hoja de Cariamanga y se encuentran constituidos por dioritas de textura porfirítica. Adicionalmente se evidenciaron varios diques de pequeñas dimensiones (no cartografiables) de varias composiciones.

Pórfidos dacíticos (Pd): El principal afloramiento se encuentra en la loma de San Juan al NE de la hoja. Aparecen como rocas masivas de color gris marrón, con textura porfirítica, con cristales subhedrales de hornblenda y plagioclasa.

ESTRUCTURAS

Las fallas que se destacan por su rol dentro de la evolución del marco geotectónico de la zona son las de tipo inverso, que en algunos casos tienden a ser fallas de cabalgamiento, en razón del bajo ángulo de inclinación del plano de falla. Las Fallas regionales identificadas dentro de la hoja de Cariamanga tienen una dirección preferencial ENE-O SO y se encuentran ubicadas hacia el oeste, mientras que hacia el este existe una falla en dirección aproximada N-S. La falla de Yamana, definida en la hoja geológica de Zaruma como de tipo inverso, tiene rumbo general ENE-OSO a veces E-O, buzando al NO y N, con el bloque colgante vergiendo al SE, limitando la margen NO de la cuenca del Río Playas. Esta falla parece constituir el límite entre las secuencias del Cretácico Inferior ubicadas al N y Superior al S y seguramente controló la evolución de la cuenca Paita-Yunguilla y posteriormente Río Playas. Otra de las principales fallas que atraviesa el área en dirección N-S con ángulo de buzamiento hacia el O, constituye la Falla Bella María. Esta falla se encuentra al este de la ciudad de Catacocha y pone en contacto rocas de composición basáltica y rocas intrusivas de composición granodiorítica al oeste con rocas volcánicas de composición andesítica correspondientes a los volcánicos continentales de edades que van del Paleoceno al Mioceno y que anteriormente estaban definidos dentro de la Formación Sacapalca.

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y MODELO GEODINÁMICO

En el presente trabajo se determinó que el basamento de la CAP, está constituido por una secuencia volcánica submarina que comprende una serie de basaltos de afinidad toleítica, ligeramente silicificados y adicionalmente un magmatismo representado por gabros. Esta secuencia fue definida como Unidad Punta de Piedra por Egüez y Poma (2000). A este basamento de basaltos oceánicos se le superpone una secuencia volcanoclástica proximal, conformada en su mayor parte por hialoclastitas de igual afinidad toleítica, correspondientes a la Formación Celica del Albiense y además por rocas volcanoclásticas más distales de las Unidades Bramaderos, Chaguarpamba y La Ramada.

Este conjunto de rocas oceánicas se interpreta que se formaron durante el Aptiense al Turoniense en un sistema de arco insular, asociado a rocas volcanosedimentarias y a la formación de pequeñas cuencas aisladas representadas por la Unidad Iguinda. Durante el Coniaciense al Santoniense, se formó la Formación sedimentaria Ciano con el aporte de la erosión del arco volcánico oceánico. En el Santoniense y/o Campaniense empezó el relleno de la cuenca del Río Playas con la Unidad Naranjo, formada por rocas de plataforma marina y grauvacas deltaicas de grano fino que descansa discordantemente sobre las Unidades Bramaderos y La Ramada y es abruptamente sobreyacida en concordancia por conglomerados marinos de cono aluvial costero del Cretácico Superior que corresponderían a la Unidad Casanga. Esta secuencia localmente termina con depósitos de capas rojas, que indicarían una regresión y/o un levantamiento de Edad Cretácica superior a Paleoceno (Jaillard, et al 1996). Las unidades sedimentarias marinas Naranjo y Casanga que rellenan la cuenca del Río Playas, son una serie sedimentaria parte de la gran paleocuenca denominada Paita-Yunguilla del Maastrichtiense que se extiende de N a S a lo largo de todo el Ecuador. Las rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias de composición andesítica que aparecen en la parte este de la hoja, diferenciadas como Unidades Changaimina, La Cruz y San Vicente, corresponderían al inicio de la actividad del arco volcánico continental durante el Paleoceno, el mismo que va evolucionando y durante el Eoceno-Oligoceno, genera productos volcánicos de composición ácida, agrupados dentro de las Unidades Sacapalca, Loma Blanca y Catacocha. Durante el Mioceno, se deposita la Unidad Río Playas, en la parte central N de la hoja, mientras que, en los alrededores de la ciudad de Cariamanga, continua el volcanismo de tipo ácido, dando origen a la Unidad Ahuaca, conformada por tobas dacíticas y riolíticas, el cual debió haber terminado su funcionamiento en el Plioceno. Durante el Plioceno, posiblemente se depositó la Unidad El Fundo, considerada como un remanente del relleno de una microcuenca en dirección aproximada N-S, formada por las quebradas afluentes del río Pishinamaca. Las secuencias del Cuaternario corresponden a depósitos fluviales distribuidos en los márgenes de los ríos que atraviesan el área y a depósitos coluviales en zonas donde la pendiente es fuerte y el macizo rocoso se encuentra altamente fracturado y meteorizado.

Con base en la historia geológica y a los resultados de los análisis geoquímicos para la discriminación de ambientes tectónicos, en este trabajo se ha planteado una hipótesis sobre la evolución geotectónica de la zona de estudio, en la que se descarta las hipótesis de un arco continental calco alcalino en el Cretácico temprano. La interpretación regional planteada por Kennan y Pindell (2009) que considera la presencia de arcos insulares relacionados con la placa Caribe podrá sustentarse con los aportes de la presente investigación.

REFERENCIAS

EGÜEZ A., P O MA. (2001) La Cuenca Alamor - Lancones en el Contexto Geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador., IV Jorn. Ciencias de la Tierra, E.P.N., Quito, pp. 19 – 22.

HUNGERBÜHLER D. (1998) Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador (3°-4°20´S): Sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. Tesis de Ph.D. no publicada, Institute of geology, ETH, Zurich, Switzerland.

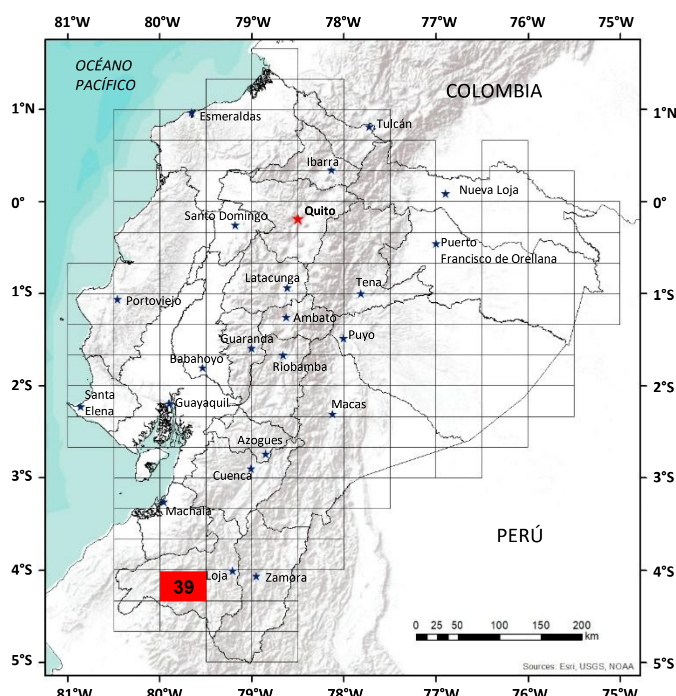
HUNGERBÜHLER D., STEINMANN M., WINKLER W., SEWARD D., EGUEZ A., PETERSON D., HELG U., HAMMER C. (2002) Neogene stratigraphy and Andean geodynamic of southern Ecuador., Earth Sci. Rew., 57, pp. 75 – 124.

JAILLARD E., BENGTSON P., BU LO T L., DHONT A., LAUBACHER G. RO BERT E. (1996) Stratigraphy of the Western Celica Basin (SW Ecuador). Third ISAG, St Malo (France), 17:19-9.pp

JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGTSON P., DHONDT A., BULOT L. (1999) Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador., Journal of South American Earth Sciences, vol. 12, pp. 51-68.

KENNAN L., PINDELL J. (2009) Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. In: James, K.; Lorente, M.A. Pindell, J; (eds) The geology and evolution of the region between North and South America, Geological Society of London, Special Publication.

PROYECTO MULTINACIONAL ANDINO: GEOCIENCIAS PARA LAS COMUNIDADES ANDINAS. ECUADOR-CANADÁ-PERÚ. PMA:GCA.



HOJA GEOLÓGICA-39
CARIAMANGA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Cariamanga se ubica al sur del Ecuador, en la provincia de Loja abarcando los cantones de Paltas, Calvas, Celica y Sozoranga, con una extensión aproximada de 2052 km². El acceso principal a la zona de estudio se realiza mediante las carreteras de primer orden: Loja–Catacocha, Loja–Cariamanga–Macará y Machala– Balsas–Catacocha. El relieve es fuertemente escarpado con altitudes que oscilan entre los 390 y los 3060 m.s.n.m. Morfológicamente, se caracteriza por lomas alargadas con dirección noreste–suroeste, mientras que en el sector central se observan lomas de cimas redondeadas, asociadas a la presencia de cuerpos intrusivos. El drenaje principal está representado por el río Catamayo, el cual fluye hacia el occidente.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Mesozoico**, en el **Cretácico Inferior** se produjo el emplazamiento de un arco de islas [1] y corteza oceánica representada por rocas de la **Formación Punta de Piedra (**$K1_{Pp}$**)**, consideradas como el basamento de la Cuenca Alamor–Lancones (CAL) [2] y compuestas por basaltos toleíticos y gabros.

Sobre estos basaltos oceánicos se superpone discordantemente una secuencia volcanoclástica proximal, intercalada con flujos de lavas andesitas basálticas, correspondiente a la **Formación Celica (**$K1_{C}$**)** de edad **Aptiana** a **Albiana** [3]; así como también, secuencias volcanoclásticas más distales como la **Formación Bramaderos (**K_{Br}**)**, constituida por hialoclastitas y lavas esporádicas; y la **Formación Chaguarpamba (**K_{Ch}**)**, formada por rocas verdes de grano fino a medio, estratificadas, con lentes de lutitas y limolitas [4].

Existen formaciones que se interpretan como productos volcánicos y volcanosedimentarios generados entre el **Aptiano** y el **Turoniano** en un sistema de arco insular acompañado por pequeñas cuencas aisladas. Entre ellas destaca la **Formación Iguinda (**$K2_{Ig}$**)**, compuesta por intercalaciones de sedimentos calcáreos con microfósiles datados entre el **Cenomaniano Superior** y el **Campaniano** [5].

De manera coetánea desde el **Aptiano**, inicia la subducción de una placa oceánica bajo la corteza continental que dio lugar al ascenso de magmas intermedios y al emplazamiento de un gran cuerpo intrusivo calco-alcalino de tipo "I", denominado **Granodiorita Tangula (**$K2_{Ta}$**)** que afecta litologías cretácicas.

La **Formación La Ramada (**$K2_{Ra}$**)** se compone principalmente por tobas aglomeráticas, cuya posición estratigráfica la ubica dentro del conjunto de rocas oceánicas [5]. Durante el **Albiano a Cenomaniano** se depositó la **Formación Ciano (**K_{Cn}**)** en el centro de la Cuenca Alamor, la cual está compuesta por una secuencia de limolitas y lutitas con intercalaciones volcanoclásticas derivadas de la erosión del arco volcánico oceánico [6].

Hacia el **Santoniano y/o Campaniano** se inició el relleno de la cuenca del río Playas con la **Formación Naranjo (**$K2_{Nj}$**)**, constituida por grauvacas de grano fino y sedimentos de plataforma marina que descansan en discordancia sobre las formaciones Bramaderos y La Ramada. Esta formación es sobreyacida en concordancia por los conglomerados marinos de la **Formación Casanga (**$K2_{Ca}$**)**, depositados en un ambiente de cono aluvial costero. Localmente, la secuencia culmina con depósitos de capas rojas, indicativas de una regresión marina o levantamiento tectónico ocurrido desde el **Cretácico Superior al Paleógeno Inferior** [7]. En este periodo se desarrolló un extenso volcanismo de arco continental originando las formaciones **Changaimina (**$K2Pc_{Ch}$**), San Vicente (**Pc_{Sv}**) y Río Guayucu (**PcE_{Rg}**)**, compuestas por secuencias volcánicas y volcanoclásticas andesíticas.

En el **Eoceno**, se depositan tobas dacíticas de la **Formación Sacairo (**E_{Scr}**)**, mientras que en el Eoceno al Oligoceno se emplazan productos volcánicos ácidos agrupados en la **Formación Catacocha (**E_{Ct}**)**, sobreyacida por la **Formación Río Playas (**E_{P}**)** compuesta por conglomerados e intercalaciones de areniscas y limos, subyaciendo en discordancia por ignimbritas de la **Formación Loma Blanca (**EO_{Lb}**)**.

A lo largo de la ciudad de Cariamanga, continúa el volcanismo ácido representado por la **Formación Ahuaca (M_{Ah})**, compuesta por tobas dacíticas y riolíticas cuya actividad cesó en el **Mioceno**. Durante el Plioceno, se deposita la **Formación El Fundo (PL_F)**, compuesta por depósitos fluviales que rellenan parcialmente una microcuenca con dirección N–S, desarrollada por los tributarios del río Pishinamaca.

En el **Cuaternario**, se reconocen **Depósitos Coluviales (Q_C)** en zonas de fuerte pendiente, donde el macizo rocoso se encuentra intensamente fracturado y meteorizado. Adicionalmente, se observan **Depósitos Aluviales (Q_A)** distribuidos en las márgenes de los principales ríos que atraviesan la zona de estudio.

Los cuerpos intrusivos presentes en el centro del área corresponden a dioritas asociadas al magmatismo de la Granodiorita Tangula que afloran en distintos sectores [2].

En el contexto tectónico, la Falla Yamana con dirección preferencial NE-SO y dinámica inversa, afecta a las formaciones Celica, Ciano y Casanga. Adicionalmente, la Falla Puente de Playa-Lomas El Laurel afecta a las formaciones Bramaderos, Ramada y Naranjo. Por su parte, la Falla Bella María, de dirección aproximada N-S y de tipo inversa, afecta a la Granodiorita Tangula, así como, a las formaciones Punta de Piedra, Changaimina, Río Guayucu, El Fundo y San Vicente.

REFERENCIAS

[1] P. J. KENNAN L. (2009) “Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate,” James,K; Lorente, M.A. Pindell, J; Geol. Evol. Reg. between North South Am. Geol. Soc. London, Spec. Publ.

[2] A. EGÜEZ & O. POMA (2001) “La Cuenca Alamor - Lancones en el Contexto Geodinámico de los Andes de Huancabamba,” IV jornadas en Ciencias la Tierra, E.P.N., pp. 19 – 22.

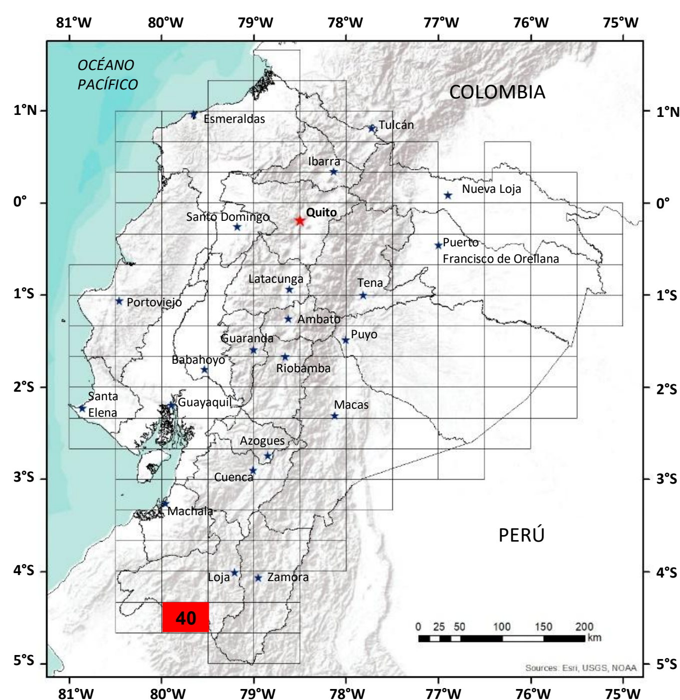
[3] **C. R. BRISTOW AND HOFFSTETTER (1977)** Lexique stratigraphique international, vol. 5.

[4] INIGEMM (2013) “Hoja Geológica de Zaruma escala 1:100000”.

[5] INIGEMM (2013) “Hoja Geológica de Cariamanga escala 1: 100000”.

[6] J. KENNERLEY (1973) “Geology of Loja Province Southern Ecuador”.

[7] E. JAILLARD ET AL. (1996) “Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and early Tertiary times,” J. South Am. Earth Sci., vol. 9, no. 1, pp. 131–140, doi: 10.1016/0895-9811(96)00033-8.



HOJA GEOLÓGICA-40
MACARÁ (1974)

INTRODUCCIÓN

El área de Macará forma parte del sistema montañoso austral andino del Ecuador. Se encuentra cerca de la frontera con el Perú en la Provincia de Loja. Es un área profundamente disectada con altitudes que van de los 400 m a los 2600 m. s. n. m. El drenaje se dirige hacia el Océano Pacifico por los ríos Calvas-Macará. Hay una estación bien seca de junio a diciembre cuando la vegetación se marchita. La carretera Panamericana pasa por Macará y caminos carrozables unen a Macará y Cariamanga al Noroeste, fuera de la Hoja. Otros caminos son intransitables en invierno. Hay servicio aéreo a Macará, el centro principal de población.

GEOLOGÍA

Las rocas de la Hoja de Macará son de edad cretácica y consisten de volcánicos andesíticos intruidos por plutones que, al Este, se encuentran recubiertos por una secuencia de piroclásticos y lavas más jóvenes.

Formación Piñón (K) (Cretáceo): La Formación Piñón consiste principalmente de lavas andesíticas con algunos sedimentos y tobas interestratificadas. La andesita Piñón es generalmente una roca masiva homogénea de color verde distintivo. Variedad de texturas ígneas se presentan, pero todas incluyen material afanítico característico de roca ígnea de enfriamiento rápido. La andesita porfirítica está difundida por todas partes y en ella los fenocristales máficos son diópsido y augita, aunque estos se encuentran siempre subordinados a los fenocristales andesino-labradorita con zonado oscilatorio.

Muchos de los fenocristales feldespáticos muestran alteración a caolín y sericita; la hornblenda aparece como un producto de alteración de los piroxenos y la hornblenda primaria muestra una alteración a biotita y clorita. Probablemente un ligero metamorfismo está relacionado con algunas de las alteraciones.

Se desconoce el espesor de la Formación Piñón, pero debe ser de varios miles de metros. La Piñón tiene un contacto fallado y está parcialmente recubierta por la Formación Sacapalca al Este. Intruida además por el Batolito de Tangula. La edad de la Formación Piñón es incierta, pero se cree que ésta se prolonga hasta el Cretáceo inferior y representa una vasta acumulación de rocas volcánicas andesíticas, las cuales fueron extruidas a lo largo de la línea de los Andes Occidentales.

Formación Sacapalca ($K_{6\text{-}7}$) (Cretáceo superior): La Formación Sacapalca está constituida de piroclásticos y lavas que afloran en un graben en el lado oriental de la Hoja. Siendo las lavas más resistentes a la erosión que los piroclásticos, conforman los terrenos más elevados. Los piroclásticos consisten principalmente de tobas andesíticas con toba aglomerática y aglomerados en proporciones menores. Las tobas son ligeramente coloreadas, usualmente de verde claro, morado, amarillo o café y compuestas de fragmentos cristalinos, líticos y vítreos en una matriz vítrea parcialmente desvitrificada. Los fragmentos cristalinos son oligoclasa-andesina y muestra zonado oscilatorio. Fragmentos de ortoclasa y cuarzo son particularmente abundantes en la toba riolítica. Las tobas aglomeráticas consisten de bloques andesíticos de más de 50cm de diámetro dispersas en una matriz tobácea y constituyendo el 5 a 10 por ciento de toda la roca. Los aglomerados están formados casi enteramente por bloques angulares a sub-angulares. Los piroclásticos se encuentra en capas de espesor irregular y de extensión lateral limitada, en la cual rara vez, se puede ver estratificación.

Las lavas son pórfidos andesíticos, de color café, castaño o gris, en contraste con las andesitas verdes de la Piñón. Son ricas en fenocristales andesino-labradorita con zonado oscilatorio. Los minerales máficos incluyen enstatita, hiperstena, augita y ocasionalmente hornblenda, aunque rara vez ellos constituyen más del 15 por ciento de la roca. La composición de las lavas es muy cercana a la del basalto, aunque, debido a que son muy leucocráticas, son preferentemente denominadas andesitas basálticas.

La Formación Sacapalca descansa discordantemente sobre el Batolito de Tangula que intruye a la Formación Piñón. Más allá del borde oriental de la Hoja, la Formación Sacapalca está recubierta concordantemente por la Formación Gonzanamá, datada como maestrichtiana (Sigal, 1968). Se desconoce el espesor de la Formación Sacapalca porque ocupa un graben, pero probablemente es del orden de varios de miles de metros.

Depósitos superficiales: Los depósitos aluviales se hallan confinados a los valles de los ríos y en particular a las áreas de los plutones graníticos debido a que la roca gruesamente granulada es fácilmente rota por los procesos de meteorización. Por esta razón los plutones de Macará y Sabiango forman los terrenos bajos en contraste con los volcánicos circundantes. Los derrumbes son el resultado de la inestabilidad de las laderas en esta región profundamente disectada.

INTRUSIVOS

Los cuerpos intrusivos en la Hoja son parte del Batolito de Tangula que es más extenso al Norte. Los plutones son de grano grueso a medio y varían en composición desde diorita pasando por tonalita a granodiorita. Típicamente la diorita tiene motas negras y blancas con un contenido de cerca del 45 por ciento de minerales máficos que consisten principalmente de hornblenda con algo de biotita. La plagioclasa está en el rango de la andesita. Las tonalitas son más leucocráticas; contienen más del 10 por ciento de cuarzo y la biotita aumenta en importancia al exceder a la hornblenda en cantidad. La diorita comúnmente se encuentra cerca del perímetro de los plutones y probablemente representa una fase temprana de actividad ígnea, la cual fue seguida posteriormente por tonalita y granodiorita.

Los contactos de los plutones con la roca de la región son muy irregulares. Los xenolitos son comunes, pero llegan a ser menores y casi completamente asimilados más allá de la zona de contacto.

Los plutones intruyen a la Formación Piñón y están recubiertos por la Formación Sacapalca que yace estratigráficamente debajo de la Formación Gonzanamá del Maestrichtiano (Sigal, op. cit.). Sin embargo, dos dataciones radiométricas (Snelling et al., 1970 y comunicación personal) en los plutones cerca de Macará (186-188) y San Pedro (562-231) al Norte del Límite de la Hoja, dieron edades de 111 y 110 millones de años respectivamente, indicando una edad cretácica inferior para la intrusión.

Un solo cuerpo de peridotita se encuentra en la Formación Piñón en el camino (401-191) al Oeste de Utuana. La roca es de grano grueso y compuesta de olivino y piroxeno.

ESTRUCTURA

El principal rasgo estructural en la Hoja es el graben Catacocha-Cariamanga alineado N-S y que contiene la Formación Sacapalca. Esta Formación se encuentra moderadamente plegada con ejes N-S. Sedimentos intercalados en la Formación Piñón a lo largo del río Calvas (293-065) buzan a 45° y testifican un plegamiento considerable de esta Formación, circunstancia que no se advierte en otras partes en las andesitas masivas.

En la parte media oriental de la Hoja hay varias cumbres concordantes alrededor de los 2600m, las mismas que están relacionadas probablemente con restos de una superficie de erosión a 2600m al Norte del límite de la Hoja.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Existe una ligera mineralización de cobre asociada con el Plutón de Macará. En un punto (194-194) al Norte de Macará, fracturas finas están impregnadas con malaquita y las rocas excavadas de un túnel de irrigación (217-158), al Este de Macará, presentan fracturas delgadas que contienen pirita y calcopirita (UNDP, 1972).

Un estudio geoquímico regional fue hecho por el Proyecto Minero de Naciones Unidas sobre 508km^2 de la Hoja en 1970 (UNDP, op. cit.). No se descubrieron anomalías metálicas de importancia.

Abastecimiento de agua: Al Oeste de la Hoja las lluvias son escasas, con un promedio de lluvia anual de solamente 347mm registrado en Macará. Hacia el oriente, la cantidad aumenta en forma gradual y en Cariamanga se registran 1113mm, al Norte del límite de la Hoja. Sin embargo, a causa de la prolongada estación seca de junio a diciembre el área es semi-árida y las sequías afectan la zona de tiempo en tiempo. Solamente los ríos Calvas-Macará fluyen todo el año y su agua es usada extensamente para riego a lo largo del valle. Hay un suministro potencial de agua subterránea en los aluviones de los valles de los ríos el cuál puede ser obtenido a escasa profundidad mediante pozos.

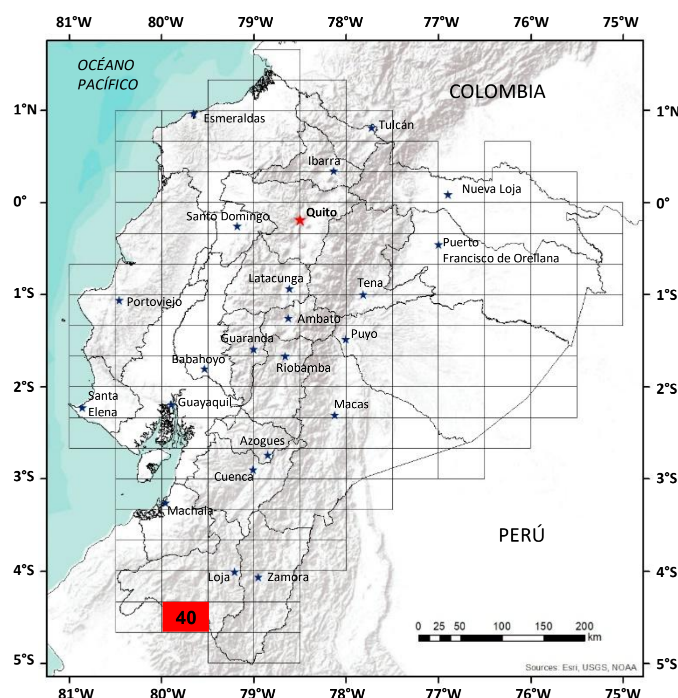
REFERENCIAS

KENNERLEY, J.B. (1973) Geology of Loja Province, southern Ecuador. Institute of Geological Sciences. Overseas Geology and mineral resources. Report No. 23.

SIGAL, J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, Datos anteriores y nuevos, 2 Vol., Misión del Instituto Francés del Petróleo, Archivo DGGM, Quito.

SNELLING N. J., INGRAM I. H. & CHAN K. P. (1970) K-Ar age determinations on samples from Ecuador. Inst. Geol. Sci. London. Isotope Geology Unit. Report No. 70.18.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1972) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals (Phase II); Exploration for metallic minerals in southern Ecuador, Loja-El Oro, Operation No. 8, Systematic geochemical exploration and geological reconnaissance. U.N.D.P. New York-Quito. Technical Report No. 13.



HOJA GEOLÓGICA-40
MACARÁ (2018)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica de Macará, está ubicada en la frontera sur del territorio ecuatoriano, en la provincia de Loja y abarca parte de los cantones Macará, Sozoranga, Calvas y Espíndola cubriendo una superficie de 743km^2. El área de investigación forma parte del sistema montañoso austral interandino del Ecuador. Presenta relieves de tres categorías (UTPL, 2012): el principal es de tipo tectónico erosivo, en el cual se destacan alturas que oscilan desde 1200msnm al Oeste en el sector de La Victoria hasta 2660 msnm al este en La Rinconada y en el Cerro Huachingue; relieves de tipo denudativo que corresponden a depósitos coluviales y aluviales antiguos y recientes ubicados en el sector de Sabiango; y finalmente, relieves bajos de tipo deposicional cuya cota más baja está a 360 msnm cómo se presentan en la confluencia de la Quebrada Guatara y el Río Macará. Hidrográficamente el área se ubica en la parte norte de la Cuenca del Río Macará-Río Calvas. Los principales sistemas hidrográficos que atraviesan la zona de estudio están conformados por los Ríos Pindo al este, Sabiango al Oeste, Macará y Calvas al Sur.

GEOLOGÍA

Kennerley (1973) y la DGGM en la publicación del año 1974 de la Hoja geológica Macará (N°40), delimitan tres unidades litoestratigráficas de edad Cretácica: Formación Sacapalca, Formación Piñón y Batolito de Tangula. Bristow Hoffstetter (1977), renombran a los afloramientos denominados como Formación Piñón en la zona de Cuenca y Loja como Formación Celica.

Egüez y Poma (2001) asignan el nombre de Formación Punta de Piedra a las rocas volcánicas básicas que afloran al este y noreste de Macará. Campañas de cartografía geológica reciente como el Mapa Binacional Ecuador-Perú (2003-2007) y la hoja geológica de Cariamanga 1:100000 (2013) sugieren, con base en datos geoquímicos que las rocas básicas (Unidad Punta de Piedra) presentan afinidad toleítica y que posiblemente están relacionadas con un arco volcánico oceánico.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Punta de Piedra (K_{Pp}) (Cretácico): Egüez y Poma (2001) definieron a la Unidad Punta de Piedra, representada en el sector central de la Hoja geológica, cubriendo aproximadamente el 30%, se encuentra expuesta en los cortes de la carretera: Macará- Achima-Sabiango-Colaisaca y Macará-La Bocana-La Victoria. Afloramientos tipo se localizan en las inmediaciones del Cerro Punta de Piedra (UTM: 644045E, 9519395N) y al Este de la ciudad de Macará (UTM: 619792E, 9515115N). La litología típica incluye basaltos, andesitas, andesitas basálticas, pillow-lavas de afinidad toleítica y una facies volcanoclástica conformada por hialoclastitas, tobas y brechas. En general, se trata de rocas de color gris oscura con tonalidades verdosas en superficies frescas con una dominante textura afanítica, ocasionalmente se evidencia rocas con presencia de vesículas rellenas de arcillas, cuarzo y carbonato. En la zona oriental, afloran ventanas de rocas foliadas con características litológicas y texturales resultantes por dinamometamorfismo, principalmente rocas metavolcánicas y esquistos con un moderado clivaje de foliación con dirección preferencial NNE y buzamientos fuertes tanto al Este como al Oeste, que se correlacionan con esta unidad. Observaciones de campo, delimitan una potencia aproximada de 1500 a 2000m, además se encuentra sobreyacida discordantemente por la Formación Celica e intruida por la Granodiorita Tangula.

Esta unidad se interpreta como procedente de un arco volcánico de islas formado durante el Cretácico Temprano (Winter, 2008; Egüez y Poma, 2001).

Formación Celica (K_C) (Cretácico): Definida por INIGEMM (2013), se extiende en la parte sur de la Hoja geológica, aflorando principalmente en la vía la Victoria-Surumbelo-Ceibal y en los alrededores de la Loma Samanamaca. Se define como una secuencia volcanoclástica dominada por la presencia de tobas de cristales de coloración verdosa de composición andesítica y andesito-basáltica que esporádicamente presenta amígdalas rellenas, además de brechas volcánicas que se intercalan con mantos de lava de composición basáltico-andesítica. Dentro de esta unidad se incluyen niveles sedimentarios subhorizontales de limolitas, lutitas carbonatadas y cherts, presentes al SO de La Victoria. Esta unidad se encuentra sobreyaciendo transicionalmente a la Unidad Punta de Piedra e intruida por la Granodiorita Tangula hacia el este. Jaillard y otros (1996) mediante correlación estratigráfica sugiere que esta unidad posee una edad Albiense.

Dataciones radiométricas realizadas a la Unidad La Bocana en Perú, correlacionable con la Formación Celica, establece una edad Albiense (Jaillard y otros, 1996). Estas rocas representarían la parte más proximal del arco volcánico submarino definido como Punta de Piedra.

Unidad Changaimina (Pc_{Ch}) (Paleoceno): INIGEMM (2013) diferenció esta unidad como las facies lávicas del Grupo Sacapalca definido por Kennerley (1973). Se localiza al este de la Hoja y aflora extensamente al sur de la ciudad de Cariamanga, en el cerro Huachingue y en sus inmediaciones (UTM: 663056E, 9513167N; 660609E, 9508633N), donde forma un relieve muy marcado por pendientes abruptas y prominentes escarpes. Además, esta unidad se extiende hasta el Cerro Las Cementeras, al Oeste de Cariamanga (UTM: 654697E, 9517653N).

La Unidad está constituida por lavas andesíticas, principalmente de color púrpura a marrón debido a procesos meteóricos, que en ocasiones genera meteorización esferoidal, y en zonas frescas exhibe una coloración gris con tonalidades verdes. Además, existen andesitas basálticas de color gris oscuro a negro, con alto contenido de magnetita y muy localmente se encuentra niveles de tobas andesíticas compactas. El espesor de esta unidad es variable debido a la existencia de diversos eventos generadores de flujos lávicos, sin embargo, se calcula en promedio una potencia aproximada entre 150 a 400 metros de acuerdo con la topografía, aunque en el cerro Huachingue los flujos lávicos alcanzan con facilidad los 1100 m de espesor. Esta unidad se encuentra interdigitada con la Unidad La Cruz y la Unidad Río Guayucu. Hacia el Norte está sobreyacida discordantemente por la Unidad Ahuaca. Según INIGEMM (2013), a pesar de que aún no es muy clara su correlación temporal, se le atribuye una edad de Maastrichtiense-Paleoceno (INIGEMM, 2013). Esta Unidad representa el carácter efusivo del arco volcánico y marca el inicio del volcanismo continental en esta región.

Unidad La Cruz (Pc_{Lc}) (Paleoceno): INIGEMM (2013) diferenció esta unidad como la facies volcanoclástica proximal de los volcánicos Changaimina, que, de igual manera, formaba parte del Grupo Sacapalca definido por Kennerley (1973). Se localiza al Este de la Hoja, ampliamente expuesta en los alrededores del Cerro Huachingue, principalmente en el sector de la Quebrada Nongora, Loma Yamaca (UTM: 656762E, 9510584N), en el Río Calvas (UTM: 655794E, 9506756N), en la Loma del Maní sector Usaime (UTM: 660606E, 9504400N), en la quebrada Calvas sector Cachaco y en Quesera (UTM: 665385E, 9505527N). Esta secuencia se compone de tobas, principalmente andesíticas, de color gris verdoso con tonalidades púrpura en zonas de mayor meteorización, textura volcanoclástica formada por una predominante matriz de ceniza o vidrio volcánico con cristales fragmentados de plagioclasa, hornblenda y líticos volcánicos de tamaño lapilli. En ocasiones presentan bombas o clastos gruesos a muy gruesos de líticos volcánicos (lavas y tobas) con formas subangulosas a sub-redondeadas. Localmente existen tobas con predominio de cristales de plagioclasa, hornblenda, feldespato potásico y raramente se pueden encontrar aglomerados y brechas volcánicas con una abundante cantidad de líticos de tobas finas.

Al igual que la unidad Changaimina, el espesor de esta unidad es variable debido a la ocurrencia de diferentes eventos volcánicos explosivos que originarían estos depósitos piroclásticos principalmente de caída, en general se calcula una potencia aproximada entre 300 a 500 metros para los eventos. Esta unidad no ha sido datada, sin embargo, por el hecho de estar estrechamente relacionada a la unidad Changaimina, se le atribuye una edad Paleoceno medio (INIGEMM, 2013).

Unidad Río Guayucu (Pc_{Rg}) (Paleoceno): INIGEMM (2017) diferenció esta unidad como una secuencia volcanosedimentaria constituida por depósitos de caída, lahares y localmente areniscas volcánicas parte del Grupo Sacapalca definida por Kennerley (1973). Se localiza al Este de la Hoja y aflora indistintamente en algunos sectores. La exposición principal ocurre en El Lindero (UTM: 665926E, 9508100N), y en la vía El Lindero-Cachaco (UTM: 664144E, 9503274N; 664682E, 9502174N).

Esta unidad consiste principalmente de tobas de caída con un característico color púrpura a marrón debido a su alto contenido de hematita como producto de una intensa meteorización y volcanosedimentos; la toba presenta textura volcanoclástica de grano medio, donde típicamente se observan cristales fragmentados de plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda y en ocasiones líticos andesíticos centimétricos y cuarzo, dispersos en una abundante matriz de ceniza o vidrio volcánico con un alto grado de meteorización y magnetismo moderado a débil.

El espesor de esta unidad dentro del área de estudio es mínimo. En la vía El Lindero-Cachaco esta unidad alcanza un espesor de aproximadamente 100 a 120 metros, siendo esta la potencia más alta observada dentro del área de estudio para esta unidad. No existen dataciones para esta unidad, pero al ser considerada una facies volcanosedimentaria relacionada al mismo volcanismo que generó las unidades Changaimina y La Cruz, se asigna una edad Paleocénica a Eoceno temprano (INIGEMM, 2013).

Unidad El Ingenio ($O?_{Ei}$) (Eoceno-Oligoceno): INIGEMM (2017) diferenció esta unidad como otra facies volcanoclástica que podría ser correlacionable con la Formación Loma Blanca definida por Kennerley (1973), sin embargo, en trabajos anteriores se la consideraba como parte del Grupo Sacapalca. Se localiza al borde Noreste de la hoja y aflora únicamente en la vía Lucero- Cariamanga, cerca de la loma Santa Ana (UTM: 666472E, 9515802N; 666628E, 9516214N) y continúa hacia el este, fuera del área de estudio.

Comprende tobas líticas de color gris claro a verdes, presentan textura volcanoclástica, en ocasiones con gran cantidad de bombas por lo cual también se puede denominar a estas rocas como aglomerados, compuestos por fragmentos subredondeados de rocas volcánicas (principalmente tobas) y rocas metamórficas de grano fino. En estas rocas, casi un 65% aproximadamente lo conforma su matriz compuesta de ceniza o vidrio volcánico, y en menor cantidad se encuentra acompañado de arcillas y en ocasiones carbonatos.

Esta unidad presenta una potencia baja dentro del área de estudio, alcanza un espesor de aproximadamente 80 a 100 metros.

La edad de esta unidad es desconocida, sin embargo, INIGEMM (2016) la correlaciona con la Formación Loma Blanca definida por Kennerley (1973), en la cual también se describen aglomerados y tobas que contienen fragmentos de filitas, que se encuentran principalmente en la parte sur de la cuenca Malacatos-Vilcabamba, y de donde se obtienen edades en circones de 40.6 ± 5.4 Ma, y 26.6 ± 4.0 Ma, reportadas por Hungerbühler (1997). De esta manera se infiere una posible edad de Eoceno Tardío a Oligoceno para esta unidad y la interpreta como remanentes volcánicos de composición intermedia-ácida.

Unidad Ahuaca (MAh) (Mioceno): INIGEMM (2013) definió esta unidad como una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición dacítica. Se localiza al Noreste de la Hoja, en los alrededores del cerro Ahuaca, donde adquiere su nombre, ubicado al Norte de la ciudad de Cariamanga. Aflora extensamente en la vía Cariamanga-Yambaca (UTM: 658252E, 9519156N; 656569E, 9515501N), en El Llano, Nongona, Chalacanuma, El Toldo, Naypungo, en la vía Lucero-Cariamanga y en la vía Cariamanga-Utuana en el sector de San Pedro Mártir.

Está constituida principalmente de tobas dacíticas de color gris claro a blanco con tonos rosa, debido al alto contenido de arcillas y óxidos como hematita, por fuertes procesos de meteorización que se observan claramente en estas rocas. Las tobas se encuentran estratificadas, con leve buzamiento hacia el Noreste y con ángulos moderados al Noroeste en otros sectores, con lo que asumimos un espesor de aproximadamente 300 a 500 metros para esta unidad, dentro del área de estudio. INIGEMM (2013) asigna una edad Mioceno por correlación estratigráfica con el Grupo Saraguro de finales del Oligoceno.

Unidad El Fundo (PL_F) (Plioceno): INIGEMM (2013) definió esta unidad como remanentes del relleno de una microcuenca distribuida al Norte de la ciudad de Cariamanga, que según estos autores se extiende hacia el Sur, continuando en el borde noreste de la Hoja, donde a pesar de no haber sido detectada en campo, esta unidad ha sido incluida en el mapa por correlación con las hojas adyacentes.

Según INIGEMM (2013) el afloramiento tipo de esta unidad es en el sector de El Fundo y Cusure (UTM: 661271E, 9531609N) aproximadamente 15 km al Noreste, fuera del área de estudio, y se constituye por una secuencia de conglomerados y tobas retrabajadas, además de depósitos fluvio-lacustres bien estratificados, depósitos de avalanchas y flujos de lodo. Hay que tomar en cuenta que esta descripción es muy similar a la litología observada en la unidad Río Guayucu, la cual ha sido claramente identificada dentro del área de estudio. Sin embargo, INIGEMM (2013) considera una edad Pliocénica para esta unidad por correlación estratigráfica, ya que dentro de la secuencia observan clastos de rocas de las unidades más antiguas, sobre todo de los volcánicos Ahuaca.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos coluviales (Q_C) (Cuaternario): Depósitos coluviales se encuentran principalmente en zonas de fuerte pendiente hacia el sur del área, margen derecha del Río Macará-Calvas. Están compuestos principalmente por material poco consolidado, cantos rodados, grava, arena.

Depósitos aluviales (Q_A) (Cuaternario): Están confinados a los valles de los Ríos Macará-Calvas y Sabiango, quebrada Guatara donde forman terrenos bajos y terrazas. Están compuestos principalmente por cantos rodados, grava, arena, limos.

ROCAS INTRUSIVAS

Granodiorita Tangula (K^{Ta}): Complejo intrusivo de gran dimensión que intruye a las secuencias aflorantes en la región oriental de la Cuenca Lancones-Alamor. Regionalmente tiene forma de herradura abierta hacia el sur con prolongaciones irregulares hacia territorio peruano. La Granodiorita intruye y disloca a las secuencias volcánicas y volcanoclásticas cretácicas formando techos colgantes dentro del área investigada. Por lo general, se presenta muy meteorizada, los afloramientos donde se conserva localmente su estructura cristalina se ubican alrededor de Macará y en el tramo Sabiango-Sozoranga.

La Granodiorita Tangula en la Hoja de Macará está constituida por al menos 3 fases de intrusión, iniciando con una composición básica con el desarrollo de dioritas que frecuentemente se encuentran cerca del perímetro de los plutones y probablemente represente la fase inicial de la actividad ígnea, pasando posteriormente por granodioritas, litología de mayor ocurrencia y finalmente con la formación de rocas acidas como granitos que se presentan esporádicamente en el área. En todos los afloramientos es común observar inclusiones o xenolitos de rocas volcánicas básicas (Unidad Punta de Piedra) tanto en las zonas de contacto y fuera de ella.

Presenta una afinidad calco-alcalina emplazado en un arco volcánico continental (INIGEMM, 2013); y ha sido asignada una edad de Cretácico Superior (Cenomaniense) (Pilatasig, et al., 2005)

ROCAS SUB-VOLCÁNICAS

Pórfidos: El cuerpo hipoabisal más representativo, se localiza en los alrededores de las Lomas Antón (UTM: 650059E, 9514603N) y Caguamine (UTM: 648834E, 9516839N) este cuerpo tardío presenta una distribución espacial de alrededor de 4 km^2 y se dispone cortando a las rocas cretácicas de la Granodiorita Tangula y la Unidad Punta de Piedra, su emplazamiento se atribuye a zonas de debilidad como fallas con tendencia NE y NO. La composición del pórfido es riolítica, en general, se trata de rocas de coloración blanquecina con tonalidades amarillentas en superficies frescas, de textura porfirítica, donde se observan abundantes fenocristales de feldespatos y cuarzo emplazados en una matriz cristalina.

Se destaca la presencia de cuerpos tabulares de hasta 4 m de espesor los cuales están distribuidos en la Granodiorita Tangula y Unidad Punta de Piedra, se trata de intrusiones hipoabisales con un control estructural NNE y E-O, asociados a zonas de relajamiento y de falla como los evidenciados al este del Pueblo Nuevo (UTM: 646411E, 9516939N) y Loma Suyanga (UTM: 647695E, 9515882N).Estos cuerpos subvolcánicos, presentan una composición variada, es frecuente encontrar diques de microdiorita, riolita, dacita y andesita.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El intenso tectonismo al que estuvo sometida el área, ha provocado en su mayoría deformaciones frágiles como fallas transcurrentes, inversas y normales con una orientación preferencial NE-SO, además de sistemas conjugados NO-SE que afectan principalmente a las unidades cretácicas y cenozoicas. El desarrollo de fallamientos normales e inversos se atribuye a un inicial régimen extensional y un posterior régimen de compresión, mientras que las fallas transpresivas mantienen dos direcciones ortogonales entre sí, una con dirección NO de cinemática dextral y la otra con dirección NE de cinemática sinistral (estructuras antitéticas) su formación se enmarcaría en un posterior régimen compresivo con salto oblicuo.

HISTORIA GEOLÓGICA

La evolución geológica de Macará, se desarrolla dentro de la Cuenca Lancones-Alamor, limitada al E por el Dominio Loja-Olmos constituido por franjas sub-paralelas de rocas que indican un bajo a alto grado de metamorfismo; y el Dominio Amotape-Tahuín constituidas por esquistos, anfibolitas, cuarcitas y metasedimentos ubicada al NO.

En el Pre-Aptiense, mientras al Oeste de la cuenca se depositaban sedimentos finos, al Este se produciría un adelgazamiento de la corteza debido a un posible diapirismo del manto, desarrollando un volcanismo de tipo fisural en ambiente marino, producto de una extensión lateral que desarrolla zonas de debilidad por los cuales ascienden magmas primitivos de afinidad toleítica asociados a la parte basal de la Unidad Punta de Piedra y que constituiría el basamento de esta parte de la cuenca. El arco volcánico evoluciona y varía a un carácter más explosivo volcanoclástico relacionado a la Formación Celica, de afinidad toleítica. En el Aptiense-Cenomaniense, inicia la subducción hacia el Este de una placa oceánica bajo la corteza continental, lo que produce el ascenso de magmas intermedios que provoca el emplazamiento de un gran cuerpo intrusivo de tipo I denominado Granodiorita Tangula que corta las litologías cretácicas.

Hacia el este, durante el Paleoceno-Eoceno se desarrolla un arco volcánico continental que deposita en una depresión (semigraben) una potente secuencia volcánica y volcanoclástica correspondiente a las Unidades Changaimina, La Cruz y Río Guayucu. Durante el Oligoceno se registra una transición a un volcanismo más ácido representado por la unidad El Ingenio y que culmina con los productos de la unidad Ahuaca, conformada por tobas dacíticas y riolíticas, el cual debió haber terminado su actividad en el Plioceno.

Durante el Plioceno, posiblemente se depositó la Unidad El Fundo, considerada como un remanente del relleno de una microcuenca ubicada hacia el norte.

Las secuencias del Cuaternario corresponden a depósitos aluviales distribuidos en los márgenes de los ríos que atraviesan el área y a depósitos coluviales en zonas donde la pendiente es fuerte principalmente en el límite sur del área.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El proyecto "Investigación Geológica y Disponibilidad de Recursos Minerales en Territorio Ecuatoriano", desarrollado por el INIGEMM, ha generado información acerca del potencial minero a escala regional, principalmente al sur de Ecuador. Los resultados geoquímicos de sedimentos fluviales, recolectados en el área de estudio, fueron utilizados para su caracterización y tratamiento de datos espaciales mediante métodos estadísticos para Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Hg, As, Sb, Mo, W y Ba. Dentro de la zona occidental, se definen asociaciones geoquímicas de Pb-Zn-Ag-Ba-Hg y Cu-Pb-Ba presentes en los sectores de Sabiango y Sauce, relacionadas a rocas basálticas de la Unidad Punta de Piedra y que son correlacionables con mineralización de tipo Sulfuros Masivos Volcanogénicos (Volcanogenic Massive Sulphide - VMS), como ocurre en el norte de Perú, donde se reporta la ocurrencia de depósitos VMS de Cu-Zn-Au hospedados en rocas volcánicas submarinas cretácicas, siendo el más importante el depósito de Tambogrande particularmente caracterizado por una cobertura extensa de gossan (INGEMMET, 2012). En el Ecuador, niveles de gossan han sido reportados en el sector de Sabiango. Sin embargo, las áreas propuestas dentro del área de estudio se ubican entre los 1500 a 2600m de altitud, mientras que los principales depósitos VMS del norte de Perú se ubican entre los 100 y 700msnm, esto como consecuencia de un levantamiento del segmento ecuatoriano de la Cuenca Lancones-Alamor lo que implica que los posibles depósitos estén erosionados, por lo tanto, no están conservados o son sistemas incompletos ubicados dentro de techos colgantes.

Dentro de esta misma zona, se definieron tres áreas favorables para la ocurrencia de depósitos tipo pórfido de Cu y Cu-Mo por las asociaciones geoquímicas de Cu-Mo-Ag-Ba-As, W-Au y Mo-Ag ubicados en los límites de la Granodiorita Tangula, posiblemente relacionadas a la presencia de pórfidos dioríticos y andesíticos cortados por vetillas mineralizadas con pirita, calcopirita, magnetita; además de diseminados, comúnmente con alteración propilítica de bajo grado y argílica, reportados en el área. Asimismo, se definen cinco áreas prospectivas para mineralización epitermal caracterizadas por los típicos indicadores As-Sb-Hg acompañados de Au, Ag, Cu, Pb y Zn dispuestos de forma dispersa, asociados a vetas y vetillas con cuarzo, óxidos de hierro, sulfuros de hierro y cobre, que cortan mayormente a las rocas de la Unidad Punta de Piedra, siendo la principal alteración relacionada la propilítica y en menor proporción argílica.

La posible mineralización estaría relacionada al emplazamiento de cuerpos menores y filones dioríticos y pórfido-andesíticos como ocurre en el sector de Cariamanga (fuera del área de estudio) donde un complejo peribatolítico de composición similar rodea la parte Norte y Oeste del Batolito, el mismo que sería el responsable de la mineralización en las zonas de Río Playas y El Huato.

Dentro de la franja volcánica oriental se definen asociaciones de Cu-Zn-Sb, Au-Pb-As y Au-Zn-Ba-W que delimitan cinco áreas prospectivas con predisposición a la ocurrencia de depósitos tipo epitermal y pórfido posiblemente hospedados en secuencias volcánicas y volcanoclásticas del Paleógeno.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. and HOFFSTETTER R. (1977) Lexique International Stratigraphie. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 2 : 410p.

DGGM (1974) Mapa Geológico de Macará a escala 1:100000.

EGÜEZ A., POMA O. (2001) La Cuenca Alamor Lancones en el contexto geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador. Cuartas Jornadas en Ciencias de la Tierra (págs. 19-22). Quito-Ecuador: Escuela Politécnica Nacional.

HUNGERBÜHLER D. (1997) Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador: sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zurich, Switzerland, 182 pp.

INGEMMET (2012) RODRÍGUEZ I., VILLAREAL E., VALENCIA M., Y SÁNCHEZ V. Metalogenia, Geología Económica y Potencial Minero de la Deflexión de Huancabamba: Noroeste del Perú. Boletín N° 29-Serie B: Geología Económica. Lima- Perú

INIGEMM (2017) Memoria técnica hoja geológica Las Aradas a escala 1:100000. Quito-Ecuador.

INIGEMM (2017) Hoja geológica Gonzanamá escala 1:100000. Quito-Ecuador.

INIGEMM-INGEMMET (2003-2007) Mapa Binacional Ecuador-Perú

INIGEMM. (2013) Ibadango E., Torres C., Chiriboga V., Vélez T**.** Memoria técnica hoja geológica de Cariamanga. Proyecto "Modelo piloto para la determinación del potencial geológico-mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga a escala 1:100000. Quito-Ecuador.

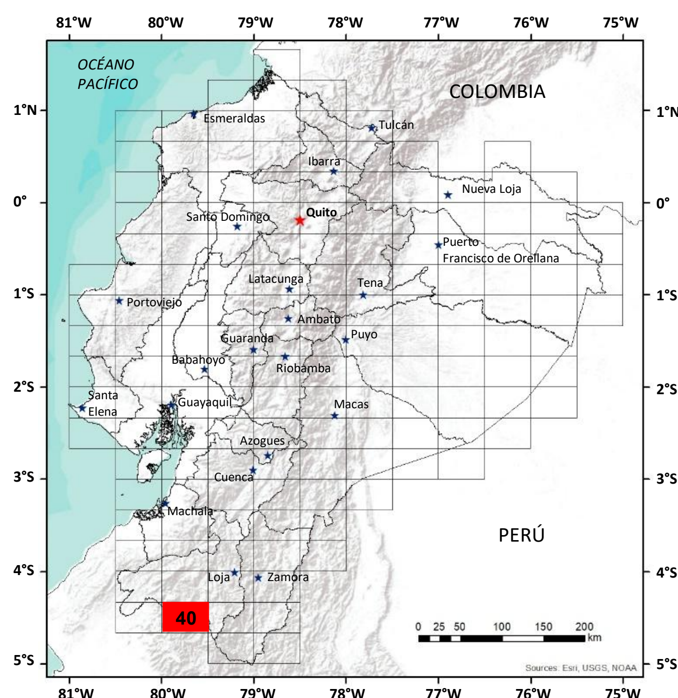
JAILLARD E., ORDÓÑEZ M., BERRONES G., BENGTSON P., BONHOMME M., JIMÉNEZ N., ZAMBRANO I. (1996) Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and early Tertiary times. Journal of South American Ciencias de la Tierra, 9: pp. 131-140.

KENNERLEY J. (1973) Geology of Loja Province Southern Ecuador. Institute of Geological Sciences-Overseas Division-Photogeological Unit. London- United Kingdom.

PILATASIG L, GORDÓN D, PALACIOS O Y SÁNCHEZ J. (2005) Geología del Ecuador y Perú entre 3°S y 6°S. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las comunidades Andinas. Ecuador-Canadá-Perú. DINAGE-INGEMMET

UTPL (2012) Proyecto: "Generación de Geoinformación para la Gestión de Territorio a Nivel Nacional Escala 1:25000". Geopedología y Amenazas Geológicas. Memoria Técnica- Subcomponente 2.1: "Geomorfología".

WINTER, L. S. (2008) en RODRÍGUEZ I., VILLAREAL E., VALENCIA M., y SÁNCHEZ V. (2012) Metalogenia, Geología Económica y Potencial Minero de la Deflexión de Huancabamba: Noroeste del Perú, INGEMMET, Boletín, Serie: Geología Económica, 29, 222p., 7 mapas.



HOJA GEOLÓGICA-40
MACARÁ (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Macará con una superficie aproximada de 743 km², se sitúa en el sur del Ecuador abarcando parte de los cantones Macará, Sozoranga, Calvas y Espíndola. El acceso principal se realiza desde Loja a través de la carretera Loja–Catacocha–Macará (840 km) o desde Machala mediante la ruta Machala–Alamor–Celica–Macará (740 km). El área pertenece a la cuenca hidrográfica norte del sistema río Macará–río Calvas, presentando un relieve que varía entre los 370 y 2640 m.s.n.m.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Mesozoico**, en el **Cretácico Inferior (Barremiano al Albiano)**, se desarrolló la **Formación Punta de Piedra ($K1_{Pp}$)**, considerada la secuencia volcánica más antigua de la cuenca Alamor–Lancones. Sus afloramientos en Punta de Piedra y el río Macará están compuestos por basaltos masivos y en almohadilla (pillow lavas), andesitas basálticas y brechas volcánicas. La geoquímica evidencia afinidad toleítica y calco-alcalina, sugiriendo un magmatismo de ambiente submarino vinculado a un régimen de subducción [1], [2].

La **Formación Celica ($K1_{C}$)** sobreyace en discordancia angular a la Formación Punta de Piedra integrada por lavas andesitas basálticas, brechas, tobas y volcanoclásticos con intercalaciones de limolitas negras. Su composición sugiere afinidad toleítica de arco de islas, con anomalías de contaminación cortical y fraccionamiento de plagioclasa. Se interpreta como facies proximales de un arco volcánico submarino desarrollado bajo extensión cortical.

Aunque no cuenta con dataciones directas, los batolitos Tangula y Curiplaya que intruyen a esta formación fuera del área de estudio, han sido datados en 92 ± 1.1 Ma y 114 ± 30 Ma respectivamente, por lo cual, se le atribuye una edad del **Cretácico Inferior** [3], [4].

Posteriormente, la **Granodiorita Tangula ($K2_{Ta}$)** intruye a las formaciones anteriores, constituida por granodioritas, granitos y dioritas, con textura holocristalina y minerales de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda. Geoquímicamente es de afinidad calco-alcalina tipo "I", asociada a magmas mantélicos y corticales generados en un margen de subducción continental [5], con una edad estimada de 93 Ma aproximadamente [6].

Desde el **Cretácico Superior**, el **Grupo Sacapalca** domina el registro litoestratigráfico. Entre sus formaciones, la **Formación Changaimina ($K2Pc_{Ch}$)** representa un arco volcánico disectado, compuesto por lavas andesíticas masivas y andesitas basálticas de afinidad calco-alcalina. Las edades en circones mediante U– Pb y fission tracks indican una edad entre el **Maastrichtiano** y el **Paleoceno** (66.9 ± 5.8 Ma) [5]. Esta formación se interdigita con facies volcanoclásticas de aglomerados gruesos, brechas y tobas andesíticas verdes a púrpuras, depositadas en ambientes continentales activos.

La **Formación Río Guayucu (PcE_{Rg})** consiste en tobas líticas púrpuras estratificadas de hasta 100 m de espesor, interpretadas como facies volcanosedimentarias asociadas al volcanismo de Changaimina.

Durante el **Mioceno**, la **Formación Ahuaca (M_{Ah})** se dispone discordantemente sobre las formaciones Río Guayucu y Changaimina. Está compuesta por tobas dacíticas y riolíticas grises a blancas con tonalidades rosadas. Geoquímicamente presenta afinidad calco- alcalina asociada a un arco magmático de subducción.

En el **Cuaternario**, los depósitos superficiales comprenden **Depósitos Coluviales (Q_{C})** formados por materiales poco consolidados con clastos subangulares y **Depósitos Aluviales (Q_{A})** con cantos rodados en matriz soportada areno-limosa, ambos depósitos sobreyacen discordantemente a las formaciones mesozoicas y cenozoicas.

En las localidades de Lomas Antón y Caguamine, afloran rocas volcánicas ácidas tipo riolita que intruyen tanto a la Granodiorita Tangula como a la Formación Punta de Piedra. Estas riolitas forman diques de hasta 4 m de espesor, con orientación predominante NNE–SSO y E–O, vinculadas a eventos de relajamiento tectónico. En Loma Condolanga se identifican dacitas con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, cuarzo y vidrio volcánico.

Los cuerpos intrusivos reconocidos en la zona norte de La Rinconada son de tipo diorítico, afectando a las formaciones Río Guayucu y Changaimina. Su disposición y mineralogía indican un origen post-cretácico, aunque su edad precisa aún no ha sido determinada.

La geología estructural de la zona está caracterizada por fallas importantes con orientaciones predominantes NNE–SSO (Falla Bella María) y NO–SE (Falla Sabiango). Asimismo, se han identificado vetas y vetillas de cuarzo asociadas a diques microdioríticos, especialmente en las quebradas Curichanga y Cruz del Muerto, las cuales se alinean con una falla inversa de rumbo NNE–SSO. Estas estructuras controlan parcialmente el drenaje local y reflejan una tectónica compresiva activa.

REFERENCIAS

[1] L. S. WINTER (2008) «The genesis of “giant” copper-zinc- gold-silver volcanogenic massive sulphide deposits at Tambogrande, Perú: age, tectonic setting, paleomorphology, lithogeochemistry and radiogenic isotopes», University of British Columbia, Vancouver.

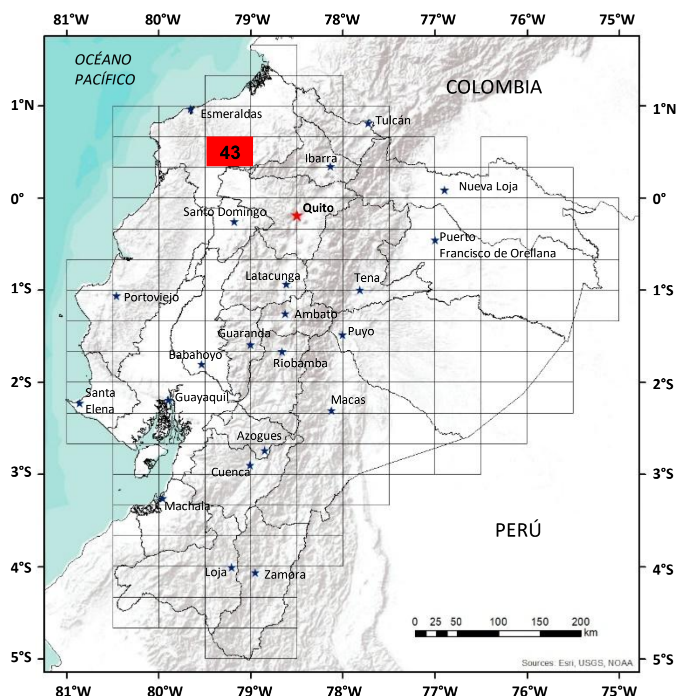
[2] A. EGÜEZ Y O. POMA (2001) «La cuenca Alamor - Lacones en el contexto geodinámico de los andes de huancabamba, SW Ecuador» [En línea]. Disponible en: https://biblioteca.epn.edu.ec/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber= 25090

[3] J. B. KENNERLEY (1980) Outline of the geology of Ecuador, H.M.S.O. London: H.M.S.O, 1980. Accedido: 5 de febrero de 2024. [En línea]. Disponible en: https://search.worldcat.org/title/7996174

[4] P. SCHUTTE (2009) «Geochronology, geochemistry, and isotopic composition (Sr, Nd, Pb) of Tertiary porphyry systems in Ecuador», doi: 10.13097/ARCHIVE-OUVERTE/UNIGE:6367.

[5] E. JAILLARD, P. BENGTSON, L. G. BULOT, A. DHONT, G. LAUBACHER, Y E. ROBERT (1996) «Stratigraphy of the Western Celica Basin (SW Ecuador).», St. Malo, p. 4.

[6] L. F. PILATASIG, D. GORDON, O. PALACIOS MONCAYO, Y J. SÁNCHEZ IZQUIERDO (2005) «Geología de Ecuador y Perú entre 3 S y 6 S».



HOJA GEOLÓGICA-43
ZAPALLO (2003/2009)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Zapallo No.43 contiene la información geológica básica y una descripción resumida sobre los recursos minerales existentes en el área que abarca alrededor de 2050km^2. La zona se encuentra localizada al SE de la provincia de Esmeraldas. La topografía no es muy variable, aunque la parte oriental es más irregular que en la occidental.

Los Ríos Esmeraldas, Canandé, Jordán, Hoja Blanca y Popa son los principales drenajes que atraviesan la zona. El acceso se lo hace por caminos lastrados carrozables en verano, vía fluvial (canoas y gabarra) y por caminos de herradura (picas).

La parte N y NE de la zona contiene bosque primario donde la principal actividad es la explotación de madera, primera fuente de ingresos de los colonos y aborígenes de la zona (Comunidad Chachi). Las áreas explotadas, son utilizadas para ganadería y agricultura. El bosque primario forma parte del corredor de conservación denominado en el Ecuador Choco-Manabí que constituye la parte suroccidental de la Ecoregión denominada Choco-Darién-Ecuador Occidental.

AMBIENTE GEOLÓGICO

La zona occidental del Ecuador consiste de un mélange tectónico complejo de terrenos oceánicos acrecionados a la margen continental desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno (Kerr, y otros 2002). Estos terrenos incluyen material de plataforma oceánica, rocas de arco calco-alcalino, arcos de islas y cuencas de trasarco.

La zona de estudio forma parte de una zona transicional entre la Cordillera Occidental constituida por rocas relacionadas a un complejo de arco de islas de edad Cretácico Tardío (Boland y otros, 2000) y la Zona Costanera constituida por rocas de las cuencas sedimentarias de Borbón y Manabí de edad Terciaria (Baldock, 1982).

La presencia en la zona de estudio de bloques tectónicos de rocas de afinidad MORB dentro de las rocas de la Unidad Río Desgracia (Boland y otros, 2002), sugieren la existencia de basamento oceánico posiblemente relacionado a los terrenos enunciados por Kerr y otros (2002). Por otra parte, la zona de cizallamiento Naranjal (fuera del área de estudio) (Boland y otros, 2000) constituida por rocas conteniendo espinela cromíferas y valores relativamente altos de MgO, Cr y Ni, podría representar una zona de sutura de los terrenos oceánicos acrecionados. Los resultados químicos obtenidos de las espinelas cromíferas in-situ y de sedimentos fluviales colectados dentro o cerca de la zona durante el proyecto PRODEMINCA establecen que están relacionadas a un complejo ofiolítico (Pilatasig, 2001).

En este contexto, las rocas localizadas al W de la zona de cizallamiento Naranjal, relacionadas a un arco de islas e incluidas por Boland y otros (2001) en la Unidad Naranjal, posiblemente yace sobre un complejo ofiolítico más antiguo o una plataforma oceánica que podrían ser parte del terreno Piñón (Litherland, 1994; Pilatasig, 2001; Hughes y Pilatasig, 2002). El arco Naranjal conjuntamente con su basamento (terreno Piñón) posiblemente acrecionó al terreno Pallatanga-Macuchi en el Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano (Boland y otros, 2000).

La zona de cizallamiento Naranjal tendería a ser la zona de sutura del evento tectónico posiblemente más importante ocurrido en el sector y del cual se tiene registrado evidencias en las cercanías de la zona de estudio.

Todas las secuencias viejas posteriormente fueron la fuente y/o sustrato donde se desarrolló la cuenca de Borbón al N y de Manabí al S que actualmente constituyen el borde continental de la Placa de Sudamérica.

GEOLOGÍA

La zona de estudio está constituida por rocas volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias cuyas edades varían del Cretácico Superior (DINAGE-BGS, 2000) al Plioceno (CODIGEM-BGS, 1993). Estas secuencias están cubiertas en gran parte por un gran depósito laharítico/sedimentario del Pleistoceno y en los márgenes de los ríos por depósitos aluviales jóvenes. Las rocas por sus características petrográficas, posición estructural y mineralógica se las ha agrupado en diferentes unidades o formaciones litológicas.

Unidad Naranjal ($K2_{Na}$) (Cretácico): Boland y otros (2000). Constituye la secuencia más vieja o basamento y ocurre al SE de los ríos Canandé y Silencio. Otros afloramientos pequeños ocurren en el Río Jordán. Dos lajas tectónicas de rocas ígneas, interpretadas por Boland y otros (2000) como parte de la Unidad Naranjal, ocurren al NW y N del Río Canandé. La unidad consiste dominantemente de rocas ígneas porfiríticas, y subporfiríticas de composición básica y en menor proporción ocurren también lavas en almohadilla. Boland y otros (2000) reportan lavas afaníticas básicas en el Río Canandé. Las rocas ígneas expuestas en el Río Jordán por sus características texturales y mineralógicas tienen a ser doleritas o diabasas. En lámina delgada se observa una predominancia de minerales mostrando textura ofítica. El tamaño de los fenocristales varía de ± 0.1 mm hasta ± 1.5 mm. Las lavas en almohadilla aflorantes en (7168-551) al igual que las aflorantes en (7055-522) contienen escasas vesículas y tienden a ser basaltos. Las últimas están relacionadas a los basaltos de afinidad MORB (Mid-Ocean-Ridge-Basalt) reportados por Boland y otros (2000). Geoquímicamente, las rocas ígneas porfiríticas y afaníticas en general tienden a ser basaltos de afinidad toleítica (Boland y otros, 2000).

En general, las diferentes litologías ígneas contienen piroxeno, plagioclasa y anfíbol como minerales primarios. Clorita ocurre como mineral secundario mientras pirita diseminada es el principal sulfuro que ocurre sobre todo en las rocas ígneas, las cuales generalmente están atravesadas por vetillas de cuarzo. No se dispone de evidencias de la base ni del tope de la secuencia, por lo que su espesor no ha sido determinado en ningún estudio. El contacto con las secuencias adyacentes es tectónico (MEM/DINAGE-BGS, 2000).

La edad de la secuencia en la Hoja no está bien definida. Boland y otros (2000) la incluyeron en la Unidad Naranjal del Cretácico Tardío. La presencia de lajas tectónicas constituidas por rocas tipo MORB (Boland y otros, 2000) en la Unidad Río Desgracia y la posición estructural con respecto a la Unidad Naranjal sensu-stricto (Pilatasig, 2001) y a la zona de cizallamiento Naranjal, sugieren que la secuencia podría estar yaciendo o ser parte de una secuencia correlacionable con la Formación Piñón.

Unidad Colorado ($K2_{Co}$) (Cretácico): Boland y otros (2000). La secuencia ocurre al SE del área de estudio, específicamente hacia el E y SE de la cuenca alta del Río Jordán. Su distribución se lo estableció en base al estudio realizado por MEM/DINAGE-BGS entre 1997 y 2000. La secuencia consiste básicamente de rocas volcano-sedimentarias plegadas (areniscas, limolitas y conglomerados) de color gris-verdoso por la presencia de clorita (Boland y otros, 2000). El contacto con las rocas ígneas de la Unidad Naranjal es fallado (MEM/DINAGE-BGS, 2000). El espesor de la secuencia en los afloramientos tipo, no está determinado, pero podría exceder los 1000m. La edad de la secuencia ha sido definida con base en fósiles como del Cretácico Tardío (Hollis, Boland y otros, 2000).

Unidad Río Desgracia ($K2_{RD}$) (Cretácico): Boland y otros (2000). La unidad ocurre en el centro de la Hoja en una franja de 40km por 8km. Los afloramientos típicos están en los Ríos Desgracia e Isidro y en los esteros Sube y Baja y La Lagartera. La unidad está constituida predominantemente por rocas sedimentarias bien estratificadas, plegadas y en partes tectonizadas; intercaladas localmente con mantos de lavas (MEM/DINAGE-BGS, 2000). Las rocas sedimentarias consisten en areniscas, conglomerados, limolitas, chert, lutitas y calizas. Las rocas ocurren en capas bien estratificadas centimétricas, aunque ocasionalmente son masivas como las aflorantes en el Río Desgracia.

Las facies finas, las cuales se restringen hacia las zonas cerca del contacto con la Unidad Naranjal (Río Canandé), son de color gris-oscuro, ocurren en capas centimétricas, generalmente plegadas o fuertemente inclinadas. Localmente son afectadas por deformación dúctil y deformación frágil (Boland y otros, 2000). Los Conglomerados afloran en (7049-523) contienen clastos de rocas ígneas soportados en una matriz arenosa rica en material calcáreo. Las areniscas son de color gris (6964-529), gris-verdoso (7049-523) y cremas (7070-535), grano medio a grueso. Las rocas contienen líticos finogranulares verdosos, negros, rojizos y generalmente son calcáreas (7070-535). Las calizas de color crema afloran en la margen derecha del Río Canandé (6842-518). Rocas ricas en fósiles calcáreos (80%) afloran en el estero La Lagartera. Limolitas recristalizadas y chert relacionadas a paquetes de rocas volcanoclásticas tectonizadas ocurren en el río Isidro y en la cordillera que separa las cuencas de los ríos Sade y Canandé. Las lavas son de color gris-oscuro y ocurren intercaladas con las rocas sedimentarias (MEM/DINAGE-BGS, 2000).

No hay evidencias de la base y tope por lo que su espesor no ha sido determinado en ningún estudio. El contacto con la unidad adyacente Naranjal es tectónico mientras que con las secuencias litológicas más jóvenes es discordante (MEM/DINAGE-BGS, 2000). En base a fósiles, MEM/DINAGE-BGS (2000) indican una edad Cretácico Tardío, lo cual sugiere ser contemporáneas a las lavas basálticas incluidas por Pilatasig (2001) en la Unidad Naranjal sensu-stricto. La presencia de lajas tectónicas de rocas volcánicas de afinidad toleítica que geoquímicamente tienden a ser MORB, sugiere que las rocas posiblemente sobreyacen rocas de piso oceánico correlacionables con la Formación Piñón.

Unidad Zapallo ($E2_{Zo}$) (Eoceno): Boland y otros (2000). Ocurre como dos franjas estrechas y elongadas. La una franja (S del sector Valle del Sade Adentro-Hoja Blanca) es calcárea predominantemente. La segunda (E de Gualpi) posiblemente es la prolongación de los conglomerados y areniscas ricos en material máfico cartografiados por MEM/DINAGE-BGS (2000). Otros afloramientos ocurren al NE de Puerto Cupa (6773-506) y al NW de Centro Agua Clara (márgenes de Río Canandé). La unidad consiste de areniscas, microconglomerados y conglomerados. Las areniscas son de grano fino, calcáreas y ocurren en capas masivas pobremente estratificadas.

Los microconglomerados son de color gris con manchas blancas y grano grueso. Las capas están bien estratificadas y débilmente plegadas. El espesor de las capas oscila alrededor de ± 50cm y ocurren interestratificadas con las areniscas de grano fino (6772-506) y (6951-576). La roca contiene alrededor de 40% de restos fosilíferos calcáreos y líticos de rocas sedimentarias finogranulares silíceas de color negro o gris-oscuro y verde en una matriz de similar composición. En lámina las rocas contienen cristales de plagioclasa zonada, pero fresca, anfíbol (hornblenda), líticos ígneos y fósiles rotos soportados en una matriz calcárea por lo que tienden a ser grauwacas calcáreas. El contacto con la subyacente Unidad Río Desgracia es discordante mientras que con la sobreyacente Playa Rica parece discordante. El espesor no se ha logrado determinar, pero en el sector Río Desgracia podría sobrepasar los 500m.

La edad de la secuencia en los afloramientos tipo (Río Zapallo) está bien determinada, Bristow y Hoffstetter (1968) con base en fósiles la consideran del Eoceno Medio-Tardío. La edad de la Unidad más hacia el S no está determinada. En el sector de Río Bravo (fuera de la Hoja), la secuencia contiene clastos de rocas ígneas máficas posiblemente provenientes de la Unidad Naranjal del Cretácico Tardío. Además, en el sector del Río Canandé contiene clastos de rocas ígneas máficas y sedimentarias finogranulares calcáreas cuya fuente más probable son las Unidades Naranjal y Río Desgracia. Por otra parte, la secuencia no está fuertemente plegada y tectonizada. Lo anteriormente expuesto sugiere que la secuencia probablemente fue depositada después del Eoceno Temprano luego de la acreción del arco Naranjal que según Boland y otros (2000) ocurrió entre 55-50 Ma. Además, como es cubierta en discordancia angular por la Formación Playa Rica del Oligoceno, una edad Post-Eoceno Temprano, pero Pre-Oligoceno sería más probable.

Formación Playa Rica ($E3_{PR}$) (Eoceno): Olsson (1942). Esta Formación ocurre como una franja elongada en sentido NE-SW a lo largo de la cuenca del Río Hoja Blanca, extendiéndose hasta la cuenca del Río Chimbadal al N. Otros afloramientos ocurren en la confluencia de los Ríos Esmeraldas y Sade (6802-573).

La secuencia consiste predominantemente de areniscas grano fino, limolitas. En menor proporción ocurren areniscas de grano medio a grueso. Las rocas incluidas en esta unidad se encuentran muy meteorizadas. Las capas tienen una estratificación E-W/16N a subhorizontal y en general las rocas se encuentran diaclasadas.

El contacto con la Unidad Zapallo es concordante (Bristow y Hoffstetter, 1972) pero Canfield (1966) sugiere que localmente existe discordancia. Los datos estructurales sugieren la existencia de discordancia angular. En la zona de estudio no se tiene evidencias para establecer la relación con la secuencia sobreyacente. El espesor máximo de la secuencia es de 800m (Bristow y Hoffstetter, 1972). Sin embargo, el espesor observado en la zona de estudio no sobrepasa los 150m. La edad de la secuencia ha sido definida por Olsson (1942) como Oligoceno Temprano, con base en la microfauna.

Formación Pambil ($E3_{Pb}$) (Eoceno): Olsson (1942). Ocurre al SE de la provincia de Esmeraldas, la ubicación de afloramientos define una dirección de depositación NE-SW. Los mejores afloramientos están localizados en la zona norte de la población del Valle del Sade y en los acantilados del Río Popa. La secuencia está constituida por areniscas de grano fino a medio, muy compactadas de color gris-verdoso. Las rocas en general son masivas y contienen cuarzo, máficos y plagioclasa. En el margen derecho del río Popa (6813-707), a unos 200m aguas debajo de la confluencia con el Estero San Rufino ocurren areniscas de grano fino a muy fino, igualmente masivo, muy pobre en material calcáreo. Unos 200m al N de la observación anterior (margen izquierda) afloran areniscas de grano fino a medio, de color gris-verdoso, masivas y muy duras conteniendo minerales máficos y mica.

En las zonas altas al N de Valle del Sade, las areniscas están dispuestas en bancos muy potentes, pobremente estratificados, lo cual ha generado una morfología muy característica donde predominan escarpes verticales. Esto ha ayudado a definir el contacto al NE de Valle del Sade. En este sector la roca es de grano más grueso y adicionalmente contiene mica negra (biotita) y esporádicos restos de plantas. Dentro de la secuencia masiva ocurren concreciones de color crema-verdoso, muy duro y ligeramente calcáreo lo cual parece ser una característica muy importante de la secuencia. En (6794-5809) orilla derecha del Río Esmeraldas se observa grandes bloques de rocas sedimentarias con bastante microfauna calcárea perteneciente posiblemente a la Formación Zapallo, los mismos que estarían formando parte de la base de la Formación Pambil.

En lámina delgada las areniscas están constituidas por clastos de minerales subangulares de plagioclasa alterada, cuarzo, hornblenda, clorita, biotita y líticos redondeados soportados en una matriz finogranular compuesta por calcita y minerales arcillosos. La roca tiende a ser arenisca calcáreo-arcillosa.

El espesor de la secuencia en la zona de estudio no se ha definido. Sin embargo, el espesor observable sobre todo al N del Valle del Sade puede exceder de los 200m. La Formación está datada con una edad Oligoceno. Ciertos autores consideran a esta Formación como la parte superior de la Formación Playa Rica. La presencia de biotita en las rocas aflorantes al N de Valle del Sade y cuya fuente más probable es el batolito de Santiago, sugiere que la secuencia fue depositada probablemente en el Oligoceno.

Formación Viche ($N1_{Vc}$) (Neógeno): Stainforth (1948). Rocas atribuidas durante este estudio a la Formación Viche afloran en las zonas altas al N del Estero Majua. Otros afloramientos ocurren (fuera de la Hoja), 10km al S del pueblo de Viche y en la margen izquierda del río Viche (6623-731). La secuencia consiste predominantemente de areniscas, limolitas y lutitas. Las rocas en general se encuentran meteorizadas por lo que 10km al S del pueblo de Viche son de color gris-crema variando a chocolate. Las capas tienden a ser subhorizontales, aunque en el camino Estero Majua-Río Popa (6774-686) buzan a 50° al N.

El contacto con la infrayacente Formación Pambil en el sector Río Popa parece discordante (discordancia angular). El espesor observable de la secuencia al N del Estero Majua puede alcanzar los 200m. La Formación fue definida como del Mioceno Temprano (Canfield, 1966). Bristow y Hoffstetter (1977) la consideran como del Oligoceno Superior-Mioceno Medio. Sin embargo, como las rocas sedimentarias que en el pueblo de Viche sobreyacen a las rocas masivas conteniendo concreciones las cuales tenderían a ser Post-Oligoceno, una edad Mioceno se propone para la secuencia.

Formación Onzole (N1Oz) (Neógeno): Stainforth (1948). Las rocas atribuidas a esta Formación ocurren al S de la zona de Falla Canandé. Los afloramientos ocurren en el camino Los Velez-Tapaje. Adentro, en el Río Tapaje y en la margen izquierda del Río Cupa cerca de la confluencia con el Río Quininde.

La secuencia consiste de una alternancia cíclica de areniscas, lutitas y limolitas. Las areniscas de grano fino son de color verdoso, muy duras y ocurren en capas centimétricas (6687-468). Las areniscas de grano medio son de color gris, contienen cuarzo y anfíbol y ocurren en bancos de hasta 5m de espesor. Las lutitas y limolitas básicamente ocurren como capas centimétricas, intercaladas con las areniscas. El contacto con la adyacente Formación Zapallo en el sector del Río Tapaje es fallado (Falla Canandé). No se observó las relaciones con las Formaciones subyacente y sobreyacente por lo que el espesor de esta secuencia se desconoce. La potencia observable excede de los 200m. La microfauna presente no ayuda en la determinación de la edad (Duque, 2000). Sin embargo, la mayoría de autores la consideran como del Mioceno (Bristow y Hoffstetter, 1977), Canfield (1966).

Formación San Tadeo (Q1S) (Cuaternario): Baldock (1982). Depósitos sedimentarios compuestos por productos volcánicos ácidos de composición química riolítica asignados a esta formación ocurren principalmente en las márgenes del Río Quinindé desde unos 500m aguas arriba del puente sobre el mencionado río (fuera de la Hoja) extendiéndose hasta la población de Los Cerezos al NE de Quinindé. Al SE de la población de El Ramal a orilla del Río Blanco también son observados estos flujos. Litológicamente consiste de areniscas tobáceas, tobas y brechas. En general las rocas incluidas en esta formación podrían considerarse como una secuencia de tobas retrabajadas. Las capas cuyos espesores varían hasta 1.5m, presentan estratificación horizontal-subhorizontal. La edad no se la ha establecido, pero Baldock (1982) le asigna una edad Pleistocénica.

Depósitos superficiales indiferenciados (QT-LH): Dentro de este grupo se ha asignado a todos los depósitos laharíticos y aluviales (especialmente terrazas) que ocurren en las márgenes de los drenajes principales (Ríos Canandé, Esmeraldas, etc…) y al sur del Río Canandé.

ROCAS INTRUSIVAS

Gabro del Río Canandé: El Mapa Geológico de la Cordillera Occidental entre 0° y 1°N (MEM/DINAGE-BGS, 2000) indica la presencia de un enorme intrusivo gabroico. Afloramientos de este cuerpo son reportados por MEM/DINAGE-BGS (2000) en el Río Canandé desde (7156-543) hasta (7191-523). La extensión hacia el Sur fue definida con base en fotografías aéreas e imagen satelital (MEM-BGS, 2000). Durante el trabajo de campo se comprobó que el cuerpo gabroico se extiende hacia las cabeceras del Río Perdido e incluso más hacia el Sur (7125-479). Este cuerpo intruye a las rocas de la Unidad Naranjal. Microscópicamente las rocas son de color gris-oscuro, grano medio, presentan textura hipidiomórfica y contienen piroxeno, plagioclasa y posiblemente anfíbol. En muestra de mano no contiene clorita por lo que aparentemente está fresca, aunque es muy dura por lo que posiblemente ha sufrido recristalización. En lámina delgada se confirmó la presencia de piroxeno (35%), el cual tiende a ser augita. Se observó plagioclasa (50%) fuertemente alterada, la cual tiende ser bytownita-anortita. Además, contiene ortopiroxeno (10%) y como mineral de alteración clorita (5%).

Otros cuerpos intrusivos: Un cuerpo intrusivo de composición gabroica, el cual macroscópicamente es similar al cuerpo gabroico aflorante en el río Canandé (Gabro del Río Canandé), ha sido cartografiado en el presente estudio al NE del Estero Sube y Baja. Afloramientos de este cuerpo no fueron observados, pero en (7107-595) y (7100-568) ocurren bloques de gabro que constituyen el 100% de los existentes en tales lugares. La extensión Sur del cuerpo igualmente establecida en base a la presencia de bloques se puede trazar hasta unos 300m al NE del estero Sube y Baja. En lámina delgada, la muestra es similar al gabro del Canandé, pero además contiene cuarzo secundario. El cuerpo intrusivo no pone metamorfismo de contacto en las rocas calcáreas de la Unidad Río Desgracia por lo que se interpreta como un cuerpo emplazado por tectonismo. En este contexto aparentemente el cuerpo es pre-Cretácico Tardío.

En el Río Jordán (7081-487) ocurre un macizo rocoso de color negro, grano grueso, textura hipidiomórfica, en parte tectonizada, conteniendo mayormente fenocristales de piroxeno, -plagioclasa y sulfuros diseminados. La roca macroscópicamente parece ser piroxenita. Sin embargo, en lámina delgada, se puede observar que contiene plagioclasa 40%, piroxeno 30%, olivino <1% y opacos 10%. Además, contiene clorita (chl), epidota (ept) y cuarzo (qz) como minerales de alteración. Chl y ept están reemplazando los minerales máficos mientras qz depositado posteriormente presenta un intercrecimiento tipo mirmekítico. Por las características mineralógicas texturales y macroscópicas la roca tiende a ser un gabro piroxénico alterado. No se observan las relaciones de campo, pero parece estar asociada a las rocas ígneas negras subporfiríticas aflorante en las márgenes del Río Jordán aguas debajo de la confluencia con el Río Perdido. Esporádicos rodados de microgabro ocurren en el Río Isidro (6899-537). Por otra parte, rodados de granitoide se encuentran en el Río Perdido, unos 500m aguas arriba de la confluencia con el Río Jordán.

TECTÓNICA

Fallas: Un sistema de fallas muy importante atraviesa la zona de estudio. La estructura denominada Falla Canandé hacia el NE de Cristóbal Colón limita las rocas cretácicas de las Unidades Naranjal y Río Desgracia (Boland y otros, 2000). Hacia el W de la Hoja (Río Cupa) representa el contacto tectónico entre las rocas de la Formación Zapallo con las de la Formación Onzole. El trazo de la estructura al W de Cristóbal Colón se infiere por estar cubierta por depósitos cuaternarios (mezcla de lahar y aluvial). La falla tiende a ser NE-SW, para luego flejar y tomar un rumbo E-W. Otras estructuras posiblemente parte de sistemas regionales que cortan las rocas de la Unidad Río Desgracia se cartografiaron en el Estero Sube y Baja (7070-536) y en el Río Isidro (6898-550). En la imagen satelital se identifica estructuras con una dirección NW-SE que afectarían a las Formaciones Zapallo y Pambil.

Pliegues: Las rocas sedimentarias Cretácicas especialmente de la Unidad Río Desgracia están fuertemente plegadas. Las capas de areniscas calcáreas aflorantes en (6794-580) e incluidas en la Unidad Río Desgracia aparentemente se encuentran formando un sinclinal cuyo eje posiblemente es NNE-SSW. Las rocas sedimentarias incluidas en la Unidad Zapallo y en las formaciones Playa Rica, Pambil, Viche y Onzole no están plegadas. Sin embargo, en algunos lugares especialmente las rocas de la Formación Zapallo están inclinadas formando isoclinales. El tren general de estas estructuras tiende a ser E-W buzando con ángulos moderados al S y N.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Las rocas más viejas en el área de estudio son las lavas basálticas incluidas en la Unidad Naranjal de edad Cretácico Tardío, interpretada como un arco interoceánico (Boland y otros, 2000), el cual está asociado con rocas de tipo MORB y cuerpos ultramáficos, que podrían ser parte de una ofiolita desmembrada. Los basaltos MORB representarían el piso oceánico del Arco Naranjal (Boland y otros, 2002). En este contexto, las rocas basálticas estarían yaciendo sobre un piso oceánico relacionado al terreno Piñón. Contemporáneamente, en el Campaniano hacia el E y NW del arco intraoceánico y en un ambiente marino se depositaron las rocas sedimentarias y volcanosedimentarias de las Unidades Colorado y Río Desgracia.

No existen evidencias de rocas de edad Paleoceno por lo que aparentemente existe un gran hiato. Entre 55-50 Ma (Eoceno Temprano) ocurre posiblemente la acreción del Arco Naranjal y las rocas sedimentarias asociadas (Unidades Río Desgracia y Colorado). En el Eoceno Medio y Tardío hacia el W y NW, sobre los terrenos alóctonos y muy cerca de la línea de costa se desarrollan cuencas marinas en las que se deposita en condiciones más tranquilas y someras las rocas sedimentarias de la Formación Zapallo, ricas en fósiles calcáreos y clastos de rocas ígneas básicas y sedimentarias Cretácicas provenientes de la posiblemente a ese tiempo emergente Proto-Cordillera Occidental. La secuencia Zapallo representaría la base de las Cuencas Borbón y Manabí.

En el Oligoceno y Mioceno continúa el relleno de las dos cuencas hasta posiblemente en el Mioceno Tardío y probablemente hace ~15 Ma al inicio de la colisión de la Cordillera submarina de Carnegie "Carnegie Ridge" (Spikings y otros, 2001) se forma el Horst de Cube (SNG y M-IFP, 1970) que prácticamente separa a las dos cuencas y levanta gran parte de la zona de estudio. En el Pleistoceno y Cuaternario un gran depósito piroclástico sobreyacido por un depósito laharítico se deposita al W del río Quinindé y al Sur del Río Canandé. En tiempos recientes, grandes depósitos aluviales se acumulan a orillas de los drenajes principales.

RECURSOS MINERALES

No existen evidencias de actividad minera en la zona, aunque por información verbal de prospectores del Proyecto PRODEMINCA se sabe que existían labores mineras artesanales de oro en las cabeceras del Río Silencio. Por otra parte, en general las rocas ígneas cretácicas incluidas en la Unidad Naranjal contienen sulfuros (7208-516; 7081-487), los cuales generalmente están diseminados. En lo que respecta a los minerales no-metálicos, el principal recurso que ocurre en la zona de estudio es la capa de caliza, con un contenido de 89% de $CaCO_3$, sobreyacida por las rocas de la Formación Pambil. Ocurrencias de este cuerpo de caliza son visibles en las cabeceras del Río Desgracia (6951-621) y en el camino Valle del Sade-cabeceras de Río Desgracia (6882-580). Por otra parte, por las características texturales, grado de alteración y grado de fracturamiento, los cuerpos gabroicos presentes en la Hoja pueden ser una fuente potencial para materiales ornamentales. Las rocas ígneas aflorantes al NE del Estero Puyanguillo y las rocas sedimentarias negras aflorantes en Puerto Nuevo al igual que los depósitos aluviales especialmente terrazas (6726-603) son una excelente fuente para materiales de construcción, especialmente para el lastrado de vías.

REFERENCIAS

BALDOCK J. (1982) Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador, Escala 1:1000000. Dirección General de Geología y Minas. Ministerio de Recursos Naturales- Quito (1982).

BOLAND M. L., PILATASIG L. F., IBADANGO C.E., McCOURT W. J., ASPDEN J. A., HUGHES R. A. & BEATE B. (2000) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0° and 1° N. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica. CODIGEM, Quito.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International ; Ecuador 2nd. Centre National de la Recherche Scientifique Paris (1977).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY-CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO-MINERO-METALÚRGICO (1993) Mapa Geológico de la República del Ecuador

CANFIELD R. (1966) Informe: The Geology of the Coastal Zone of Ecuador. Ministerio de Industrias y Comercio, Servicio Nacional de Geología, Quito-Ecuador.

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS E INSTITUTO FRANCÉS DEL PETRÓLEO (1969) Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1000000. Quito-Ecuador.

DUQUE P. (2000) Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador. Sistema de Información Geológica y Minera (SIM, UCP PRODEMINCA Proyecto MEM BIRF 3655EC. Primera Edición. Quito-Ecuador).

HUGHES R., PILATASIG L. F. (2002) Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. Tectonophysics 345. ELSEVIER Science B.V.

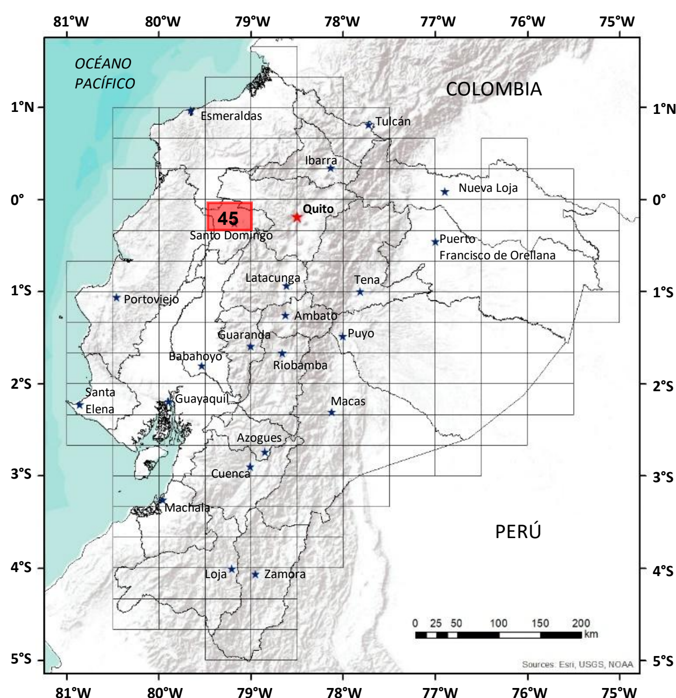
KERR A. C., ASPDEN J., TARNEY J. & PILATASIG L. F. (2002) The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. Journal of the Geological Society, London, Vol. 159, pp. 577-594.

LITHERLAND M., ASPDEN J. A., & JEMIELITA (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador. British Geological Survey, Overseas Memoir 11.

PILATASIG L. F. (2001) Interpretation of the tectonic settings of the rocks exposed along the Naranjal Shear Zone using cromian spinels compositions. Tesis Msc no publicado. Camborne School of Mines, University of Exeter. Gran Bretaña (2001).

SPIKINGS R. A., WINKLER W., SEWARD D., HANDLER R. (2001) Along strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. Earth and Planetary Science letters 186. ELSEVIER Science B.V.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador. Primera Edición Castellana. Talleres Gráficos del Ministerio de Educación. Quito-Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-45
SANTO DOMINGO (1986)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Santo Domingo está ubicada al oeste de la Cordillera Occidental. El área comprende una zona alta montañosa de las estribaciones de la cordillera, seguida hacia el Oeste de un área de relieve más bajo, que se caracteriza por presentar un paisaje de lomas longitudinales redondeadas con un patrón de drenaje paralelo o subparalelo y una zona plana baja, considerada hasta más o menos 450 metros de altura, representada en ocasiones por pequeñas mesetas y terrazas, con drenajes de tipo dendrítico espaciado.

El clima varía desde cálido en el litoral hasta el frío de montaña en las estribaciones. Los períodos estacionales no son definidos; la temporada lluviosa en la Costa, se extiende de enero a mayo; no así en la zona alta donde es normal que las lluvias se presenten a lo largo del año, acentuándose en los meses invernales.

La vía Alóag-Santo Domingo-Esmeraldas y Santo Domingo-Quevedo y Chone son las principales vías de comunicación de la región. Carreteros de segundo orden y caminos de verano, dan una buena accesibilidad en la zona costanera de la hoja, no así en la parte alta donde la transitabilidad es limitada.

La agricultura es tropical y variada: plátano, café, soya, abacá, yuca y frutales son los más importantes. En general la vegetación es exuberante y está condicionada por el clima, la humedad y la altura, en ocasiones virgen donde la mano depredadora del hombre no ha llegado.

GEOLOGÍA

La Geología del área conforman: rocas vulcano-sedimentarias, que en edad van del Cretáceo Superior al Eoceno, representadas por la Formación Macuchi; rocas sedimentarias de edad Mio-Pliocénicas del Grupo Daule (Borbón) y las Formaciones Pleistocénicas-Holocénicas Balzar, Pichilingue, Baba y San Tadeo; también rocas intrusivas del Terciario, así como depósitos superficiales: terrazas, coluviales y aluviales.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): La Cordillera Occidental está compuesta de una enorme y potente secuencia de rocas volcánicas (lavas y volcanoclásticos) que han sido determinados como Formación Macuchi (Randel R. P. y Zúñiga H. A., 1947, Hoja de Machachi publicada en 1978), y asumidas como el mayor componente de una depositación de arco de islas (Henderson W. G., 1979).

La secuencia litológica de la Formación comprende tobas, que es el tipo de roca más importante, seguido de areniscas volcánicas, limos, turbiditas redepositadas y lavas andesíticas a andesito-basálticas, incluyendo brechas y en ocasiones pillow lavas y sedimentos de grano fino.

Las tobas se representan en estratos mayores de un metro de potencia; son pobremente sorteadas de color verdoso. En la secuencia volcanoclástica se incluyen junto con las areniscas volcánicas y las brechas a sedimentos de grano fino silicificados, también de color verdoso, que se admiten como tobas ácidas recristalizadas, como también a ocasionales sedimentos finos de carácter pelágico.

En la Hoja Santo Domingo se han mapeado tobas en varios lugares a lo largo del río Toachi en el extremo sur-oriental del área, en el sector de coordenadas (641-218) y (647-209); aquí las tobas están fuertemente silicificadas; texturalmente van de finas a gruesas y son de color gri-gris verdoso.

Volcanoclásticos gruesos están muy bien expuestos, también en varios lugares a lo largo del río Toachi, así en el sector mismo de Alluriquín (635-224) y al Oeste de la población, los afloramientos se pueden admitir como brechas depositadas en medios acuáticos y/o sub-aéreos; los clastos van de angulares a subangulares que indican un transporte no mayor de la fuente de origen, en ocasiones se presentan clastos redondeados donde quizás el término aplicable sería brechas-volcánicas conglomeráticas.

Las lavas varían de tipo porfirítico a finas masivas y vesiculares; en términos generales su composición se considera como de tipo Olivino-Cuarzo-Toleíticas a Cuarzo-Andesíticas (Pichler y otros, 1974), que representan típicos depósitos volcánicos en ambiente marino y algunas lavas tienen afinidades espilíticas. En el área de estudio son visibles buenos afloramientos como es el sector de (637-227). También se puede mencionar lavas que presentan ocasionalmente clastos chérticos de tipo jaspe y flint, como en el punto (648-186). Además, lavas masivas afaníticas con cuarzo y amigdaloides se ven en el punto (646-191).

Lavas (*pillowlavas*) al Oeste de Alluriquín en el sector de coordenadas (637-227) y (663-169) son típicas lavas de almohada de tamaño pequeño a mediano de color gris-gris obscuro verdoso, duras compactas e inter-estratificadas con potentes volcanoclásticos fuertemente cementados.

En el área de trabajo, y en general hasta el momento, se desconoce la base de la Formación. El espesor se calcula al menos en 8000 metros; en parte está cubierta por la Formación Silante, ausente en esta área; en otros lugares más al norte sobreyace la Formación Yunguilla.

La edad no es aún bien definida; al oeste de Quito, en el carretero Alóag-Santo Domingo, en sedimentos intercalados se ha estudiado fauna de edad Senoniana (Sigal, 1968; Faucher y Savoyat, 1973), pero en el área tipo alrededor de Macuchi (al oeste de Latacunga) se ha reportado fauna eocénica (Henderson W. G., 1981; Bristow y Hoffstetter, 1977).

Formación Borbón (MPl_{DB}) (Mioceno Superior-Plioceno): En el extremo nor-occidental del área estudiada se presentan superficies horizontales y a veces suavemente acolinadas, que se caracterizan litológica y superficialmente por limos de color café amarillento intercalados por representativas areniscas de grano medio a fino; en ocasiones y localmente aparecen bancos conglomeráticos.

De un pozo para agua perforado (1975) por el IEOS, en el sector de la población Colonia Villegas, se reportan areniscas arcillosas de color gris azulado (características de la Formación Borbón) y areniscas de grano medio también de color gris azulado.

Fuera de la Hoja, hacia el Oeste, en el río Quinindé (sector de la Roncadora) se observan niveles de arcillas y areniscas finas con abundantes macrofósiles.

Con base en datos paleontológicos anteriores (Cushman y Stainforth, 1951; Marks, 1951; Olsson, 1942a) y actuales (determinaciones hechas en el British Museum, Natural History, Londres), se asigna a esta Formación una edad Mioceno Superior-Pliocénica.

Formación Balzar (Pl_B) (Mioceno Medio-Pleistoceno): A lo largo del flanco Este de la cuenca de Manabí una secuencia bien estratificada de conglomerados, limos y arcillas, ha sido determinada como Formación Balzar (Huaco J. y Cevallos L., 1977).

En varios sectores al Oeste de la Hoja Santo Domingo, especialmente en el área de El Carmen, se presentan areniscas de grano fino a medio y limos intercalados con conglomerados; y hacia el Norte, en los sectores del río Chilla (701-785), cierta estratificación cruzada y nódulos del material arcilloso se observaron en finas areniscas, se suman aquí a la Formación.

En términos generales la Formación se asume sobre los 300 metros de espesor (Pozo Solano 6324- 48857) y de carácter transicional entre la Formación Marina Borbón y el ambiente lagunal fluvial de la Formación Pichilingue, siendo más probable interdigitada transicional sus contactos Inferior y Superior.

La fauna (moluscos) indica un ambiente regresivo marino, ligeramente salobre a dulce, dando una edad del Mioceno Medio al Pleistoceno.

Formación Baba (P_{Bb}) (Pleistoceno-Holoceno): Definida por vez primera en la Hoja Geológica Las Delicias (48), (Santamaría W. y Zúñiga A., 1979), en el sector Chiguilpe, a lo largo del río Baba, esta Formación consiste de bancos potentes de conglomerados de bloques mayores y gruesos, en matriz areno-guijarrosa, flujos de lodos, capas de tobas aglomeráticas y cenizas generalmente de color café amarillento.

Extensas áreas al Oeste de Santo Domingo están litológicamente representadas por conglomerados basales en matriz areno guijarrosa, sedimentos volcanoclásticos y flujos de lodos (lahares), estos últimos mapeables en los lechos donde los ríos cortan más profundamente el terreno. Aquí se asumen como una temprana etapa de depositación o al menos paralela a los materiales conglomeráticos y piroclásticos, pero presumiéndose como rellenos de antiguas disectadas topografías mayores, hoy visibles por la acción fluvial erosiva actual.

Por su amplia distribución y por su misma disposición, probablemente sea interdigitada en su extremo occidental con la Formación Balzar, y, se admite, correlacionable con los depósitos de pie de monte de la Formación Pichilingue, de la cual podría asumirse como un miembro Superior. Un espesor por arriba de 200 metros se calcula para la Formación.

No ha sido posible aún encontrar fósiles para determinar su edad, pero puede atribuírsele una edad relativa Pleistocénica-Holocénica.

Formación San Tadeo (P_{ST}) (Pleistoceno-Holoceno): Superficies horizontales sobre las Formaciones Macuchi (KM) y Silante (KS), en la Sierra y estribaciones de la Cordillera Occidental que están constituidos de material piroclástico, conglomerados volcánicos y flujos de lodos, etc., han sido reconocidos (Longo R. y otros, 1975, Hoja Nono (65)) como Formación San Tadeo.

En el área de Santo Domingo, a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Occidental, la secuencia consiste de piroclastos, conglomerados y material heterogéneo, propiamente de derrubio que lubricados con enormes cantidades de agua corrieron cuesta abajo por los cauces de los ríos, rellenando superficies pre-existentes y saliendo de los cauces cubriendo el terreno circundante.

Estos incluyen los denominados lahares, flujos de roca y lodo, avalanchas y/o corrientes de lodo, etc., probablemente derivados de la actividad Holocénica del Guagua Pichincha.

En el sector de Cristóbal Colón, potentes depósitos de areniscas volcánicas que van de grano fino a medio, intercalados con conglomerados, que juntos sobrepasan los 100 metros de potencia, se incluirán en esta Formación.

De igual manera se suman aquellos depósitos de carácter superficial, de morfología plana, con espesores estimados entre 200 y 300 metros, constituidos de guijarros y cantos rodados, pobremente estratificados en matriz areno-limosa, separados en varios sectores entre los ríos Toachi y Mulaute.

Los materiales laharíticos y/o de flujo de lodo cubren y probablemente se interdigitan con los depósitos de pie de monte y terrazas de las formaciones Pichilingue y Baba.

Los materiales piroclásticos en superficie están caolinizados en extensos sectores, bajos en las estribaciones y en la costa misma.

La edad tentativa para esta secuencia se la considera Pleistocénica-Holocénica.

Terrazas indiferenciadas (t) y materiales de derrubio antiguo: Materiales de terraza, no diferenciados, se han separado. En términos generales presentan cierta estratificación y su composición granulométrica y litológica, constituidas de conglomerados, gravas, arenas y arcillas, están asociados con las formaciones rocosas que las circundan y originaron.

Los materiales de derrubios aquí delimitados, son antiguos pequeños conos de deyección, cuya litología derivada de las rocas subyacentes están muy alteradas y laterizadas.

Coluviales (c): Se distingue un depósito coluvial en el área de El Paraíso (642-209), que se origina más al sur en la Hoja inmediata donde yace la mayor parte del cuerpo. Forma una superficie cuyo material caótico de naturaleza volcánica presenta en el sector de la carretera ciertos bloques subredondeados presumiéndose un previo transporte.

Depósitos aluviales y terrazas aluviales: Materiales aluviales se encuentran en los valles de los ríos actuales, constituidos por arenas finas, gruesas y gravas de litología variada. Particularmente en el río Toachi donde además terrazas aluviales han sido separadas hasta un tercer nivel.

ROCAS INTRUSIVAS

Un pequeño cuerpo a manera de stock o dique se encuentra intruyendo a la Formación Macuchi en el sector al Este del Recinto Lorena (647-103). Litológicamente corresponde a una cuarzo-diorita hornbléndica, el área está fuertemente meteorizada a arenas líticas blanquizcas.

ESTRUCTURAS

El extremo oriental de la Hoja yace sobre las estribaciones de la Cordillera Occidental que es el mayor rasgo estructural con una dirección NNE, cortada y levantada en varios bloques por fallas que tienen dirección SO-NE siendo mayormente dextrales y transversas con una significante componente vertical (Baldock J. W., 1982), representada litológicamente por la Formación Macuchi, que en la región no presenta metamorfismo alguno, sin embargo en los sedimentos los buzamientos son fuertes, muy probablemente ocasionados por pliegues cerrados, como es característico de la Formación.

En el área los pliegues, que son mayores, tienen rumbos NNE y sus superficies axiales son casi verticales (Sector del Toachi y otros aledaños), se puede remarcar que en el sector no se ven pliegues pequeños.

En términos generales, fuera del área, los pliegues se asumen en forma de V de limos planares que sugieren una deformación quebradiza.

Fracturamientos intensos son visibles en los afloramientos a lo largo del río Toachi, pero lineamientos fotogeológicos rectilíneos extensos y bien desarrollados de dirección NE y otros que siguen la dirección mayor de los drenajes (río Toachi) pueden ser inferidos como fallas, sean supuestas y/o cubiertas.

HISTORIA GEOLÓGICA

La secuencia volcánica y volcanoclástica de la Formación Macuchi, las rocas más antiguas de la región, su volcanismo probablemente se inició en el Cretácico Superior y se continuó depositando hasta el Terciario Inferior en una cuenca marina alargada cuyo eje siguió la dirección actual de la Cordillera Occidental.

Materiales piroclásticos y lavas mayormente submarinas, de dominante composición andesítica fueron erupcionadas, muchas de ellas para formar estrato-volcanes, que en ocasiones se edificaron sobre el nivel del mar para formar islas volcánicas en mares eocénicos.

La Formación Macuchi que representa en mayor parte al masivo occidental de la cordillera, ha sido plegada, pero no es muy evidente como en las Formaciones Silante y Yunguilla (Randel R. P. y Zúñiga A., 1974), con ejes N-S y/o NE-SO, que se asumen resultado del diastrofismo ocurrido durante el ciclo del levantamiento geotectónico andino, en que junto a la deformación durante este tiempo, el arco volcánico Macuchi, se emplazó a la proto-cordillera (Real) y posteriormente en el Oligoceno-Mioceno posiblemente se evidencia un amplio plutonismo. Así cuerpos de magma cristalizaron bajo la superficie para formar intrusivos graníticos.

En la región de la Costa la depositación de sedimentos marinos continuó en el Oligoceno hasta el Plioceno. Parte del área en su extremo sur-occidental está caracterizada por Formaciones de la plataforma del Daule: Borbón (Mio-Plioceno) y Balzar (Plioceno-Medio-Pleistoceno).

Más hacia el centro sur y centro norte del área, se depositaron en el Plioceno-Holoceno las Formaciones fluvio-lagunares y de pie de monte Pichilingue y Baba, que son difíciles de separarlas. Finalmente se considera la potente depositación de los derrubios de pie de monte y flujos de lodos de la Formación San Tadeo, que probablemente se depositaron posteriormente, al menos para esta área. Una edad relativa Pleistocénica-Holocénica se le asigna.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En esta área no se explotan minerales. Sin embargo, en el extremo más occidental de la cordillera un pequeño cuerpo intrusivo se presenta, en el cual no es improbable la presencia de mineralización, dada la cercanía de áreas mineras como La Plata, Macuchi, Zarapullo y otros.

En el sector de coordenadas (647-103), se observaron rocas volcánicas con vetillas de cuarzo y mineralización de pirita.

En el sector de San Gabriel del Baba a Julio Moreno y hacia el Este, la meteorización tropical de las rocas de la Formación Macuchi, se alteran a limos arcillosos café-rojizos constituyendo buenas áreas para prospectar lateritas de excelente calidad. De igual manera las extensas áreas al norte cubiertas por la Formación San Tadeo se deben prospectar para caolines.

REFERENCIAS

ALY S. (1980) Petrologische Untersuchungen Plutonischer Gesteine von Ecuador, Thesis University Tübingen.

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador, Boletín Explicativo del Mapa Geológico del Ecuador, escala 1:100000. Dirección General de Geología y Minas, Quito.

BRISTOW C. R. (1977) Lexique Stratigraphique International, Volumen V. Amérique Latine. Fasc. 5 a2. Ecuador

BRISTOW C. R. (1975) On the age of the Zapotal Sands of Southwest Ecuador, Newsl. Stratigr 4 (2/3).

HALL M. L. (1977) El volcanismo en el Ecuador, I.P.G.H. Biblioteca Ecuador.

HENDERSON W. H. (1979) Cretaceous to Eocene Volcanic Arc Activity in the Andes of Northern Ecuador. Journal of the Geological Society. Vol. 136, part 3, pp. 367-378, May. 1979.

HENDERSON W. G. & LONGO R. (1976) Hoja Quito (65), escala 1:100000, Dirección General de Geología y Minas, Quito, Ecuador.

HORMANN P. K. & PICHLER H. (1982) Geochemistry, Petrology and Origin of the Volcanic Rocks of the Northern Andes in Ecuador. Journal of Volcanology and Geothermal Research 12, 259-282, Elsevier Publications.

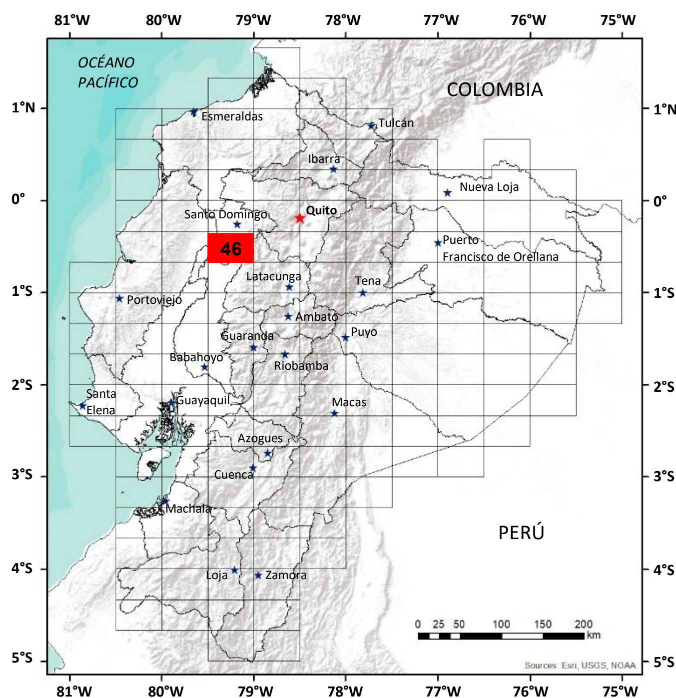
HUACHO & CEVALLOS L. (1976) Hoja Guayas (29), escala 1:100000, Dirección General de Geología y Minas, Quito, Ecuador.

MARKS J. (1951) Miocene Stratigraphy and Paleontology of South Western Ecuador, Bull. Am. Paleont. 33, N° 139.

LONGO R. (1975) Hoja Geológica de Nono

RANDEL R. P. & ZÚÑIGA A. (1974) Hoja Geológica Machachi 1978, Dirección General de Geología y Minas

ZÚÑIGA A. & LASCANO F. (1985) Mapa Geológico de Pichincha DGGM-CPP.



HOJA GEOLÓGICA-46
LAS DELICIAS (1979)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Las Delicias se encuentra en el flanco oeste de la Cordillera Occidental, al Sur de Santo Domingo de los Colorados. La topografía está definida principalmente por dos zonas: al Oeste una zona plana y al Este la zona de montaña. Ésta se caracteriza por presentar un paisaje de cuestas y lomas con crestas aguas; el patrón de drenaje es dendrítico no muy bien definido. La zona plana, considerada hasta la cota ±400m, está representada por pequeñas mesetas y terrazas, con drenaje dendrítico espaciado. Los períodos estacionales no son definidos, la precipitación mínima de 2.5mm ocurre entre los meses de mayo a noviembre, la máxima de 146.40mm ocurre entre los meses de diciembre a abril. La agricultura es tropical y variada, banano, café, caña de azúcar, abacá y soya. La principal vía de acceso es la carretera asfaltada que une las poblaciones de Santo Domingo-Quevedo, la mayor parte de la zona carece de vías.

GEOLOGÍA

El área de la Hoja consiste principalmente de rocas volcano-sedimentarias de edad cretácica hasta eocénica, representadas por la Formación Macuchi, depósitos de edad Mioceno al Plioceno-Pleistoceno constituidos por las Formaciones Balzar y Baba, rocas intrusivas del Terciario y depósitos superficiales como terrazas coluviales y aluviales.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo y ?Eoceno): Anteriormente conocida como “Formación Diabásica-Porfirítica” por Sauer (1965) el término “Formación Macuchi” es introducido en la Hoja de Machachi (66) y usado por Bristow y Hoffstetter (1977). Está constituida por rocas volcaniclásticas, tobas brechosas, andesitas, diabasas porfiríticas, espilitas y lutitas volcánicas. Afloran en la parte oriental de la Hoja de Norte a Sur, entre el Río Toachi Grande (120-349) y el Río Bimbe (868-371). Macroscópicamente estas rocas son andesitas de color verde compactas, grano fino a medio, textura afanítica con fenocristales de feldespatos cloritizados y hornblenda. Las diabasas son de color gris, compactas, grano fino a medio, con listones de feldespatos y textura porfirítica; tobas brechosas se presentan como una roca de color gris, compacta, y contienen amigdaloides de cuarzo, subredondeados a subangulares. Estas rocas volcánicas son volumétricamente más numerosas; están interestratificadas con lutitas volcánicas de color gris, predominantemente con rumbo Noreste-Suroeste y buzamiento al Oeste con inclinación de ángulos hasta de 85°. Microscópicamente las andesitas y andesitas basálticas son holocristalinas y mesocráticas. Plagioclasa y piroxeno constituyen aproximadamente el 20% de la roca. Andesita porfirítica de estructura hialopilítica tiene cristales listonados anhédricos de plagioclasa con maclado polisintético y en ciertos casos zonado o sericitizados, junto a agregados granulares anhedrales de piroxeno monoclínico, rómbico y hornblenda, cementados por una matriz compuesta de microlitos de plagioclasa y vidrio.

Tanto la base como el tope de la Formación no afloran en la Hoja; en esta región rocas más antiguas que las de la Formación Macuchi no se conocen. El espesor se estima que sobrepasa los 3000m; se ha encontrado Inoceramus y microfauna del Cretáceo Superior en la carretera Quito-Santo Domingo (Hoja de Machachi (66)) y fauna eocénica en el área de Pilaló (Hojas de Latacunga (67) y Valencia (47)).

Formación Balzar (Pl_B) (Plioceno): La Formación fue definida en las Hojas de El Empalme (30) y Vinces (31); consiste de capas bien estratificadas de conglomerados, areniscas y arcillas depositadas en agua de poca profundidad, a veces marina. Aflora en una franja de 4km de ancho al Noreste de la Hoja, el principal afloramiento está expuesto bajo el puente sobre el Río Cajones de la carretera El Carmen-La Manga del Cura. La Formación Balzar en esta Hoja comprende areniscas guijarrosas y arcillas. Las areniscas son de color gris verdoso a amarillento, los clastos son en su mayoría de rocas volcánicas, de forma subangular a redondeado, el tamaño es de hasta 10mm, con matriz arcillosa; presentan estratificación cruzada. Las arcillas son en color café a gris, el espesor aflorante en la hoja es de 15m. Se ha encontrado moluscos que han permitido datarle a la Formación como pliocénica.

Formación Baba (Pl-P_B) (Plio-Pleistoceno) Definida en esta Hoja por primera vez, su lugar típico (el Río Baba, sector comuna Chinguilpe)) esta Formación consiste de lahares en bancos de potencia hasta 4m, conglomerados polimícticos con matriz arenosa y tamaño de los clastos centimétrico, capas de toba aglomerática que están constituidos por fragmentos de pórfidos andesíticos de estructura hialopilítica, y ceniza de grano fino y color café amarillento. El espesor de esta Formación se estima que sobrepasa los 100m; por las relaciones estratigráficas se ha considerado de edad pliocénica a pleistocénica.

Terrazas Indiferenciadas (I) (Pleistoceno): Constituidas de ceniza volcánica, limos y cantos rodados, con una potencia que alcanza 100m., están localizadas principalmente en las márgenes de los ríos Baba y Toachi Grande.

Depósitos Coluviales (c) (Holoceno): Depósitos constituidos de arcilla y cantos rodados están localizados al Noreste de la Hoja.

Depósitos Aluviales (Holoceno): Se encuentran en los cauces de los ríos, que forman el sistema hidrográfico actual de la región.

INTRUSIVOS

Intruyendo a la Formación Macuchi se encuentran rocas intrusivas a manera de stocks y diques. La intrusión mayor se encuentra al Noreste de la Hoja; litológicamente es una granodiorita hornbléndica de estructura alotriomórfica granular. Diques granodioríticos se encuentran al Sureste de la Hoja (181-354), pero no son representativos por la escala del mapa.

ESTRUCTURA

En la Hoja se observan fallas y fracturas. Al Sur se encuentra la falla principal que sigue el curso del Estero Esmeraldas, con rumbo NE-SW; a esta estructura se superpone una red de fracturas. En la parte central de la Hoja se evidencia una importante falla de dirección NNW-SSE, su delineación topográfica hace suponer la existencia de esta falla. Como está cubierta por depósitos plio-pleistocénicos no se hace constar en el mapa (contacto Formación Macuchi con la Formación Baba).

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Cretáceo Superior una cuenca marina fue escenario del volcanismo y sedimentación representados actualmente por lavas y piroclásticos submarinos, predominantemente de composición andesítica, tobas y tobas brechosas (Fm. Macuchi). Algún tiempo después, durante el Terciario Inferior, la región fue sometida a una importante deformación orogénica, con la intrusión a profundidad de los stocks y diques de granodiorita. Durante el Terciario, movimientos positivos y volcanismo en la franja andina fueron acompañados por depósitos de sedimentos marinos de poca profundidad en la región litoral. En la Hoja las únicas rocas de esta secuencia son las de la Formación Balzar. Esta Formación muestra le regresión marina hacia el Sur durante el Terciario Superior. Durante el Plioceno Superior y el Pleistoceno se produce un nuevo volcanismo en los Andes, representado en esta región por la Formación Baba, constituida de una sucesión de material volcánico continental originado posiblemente del Volcán Pilaló, depositado sobre la parte occidental de la Hoja. Luego hubo erosión por los ríos y la formación de depósitos superficiales.

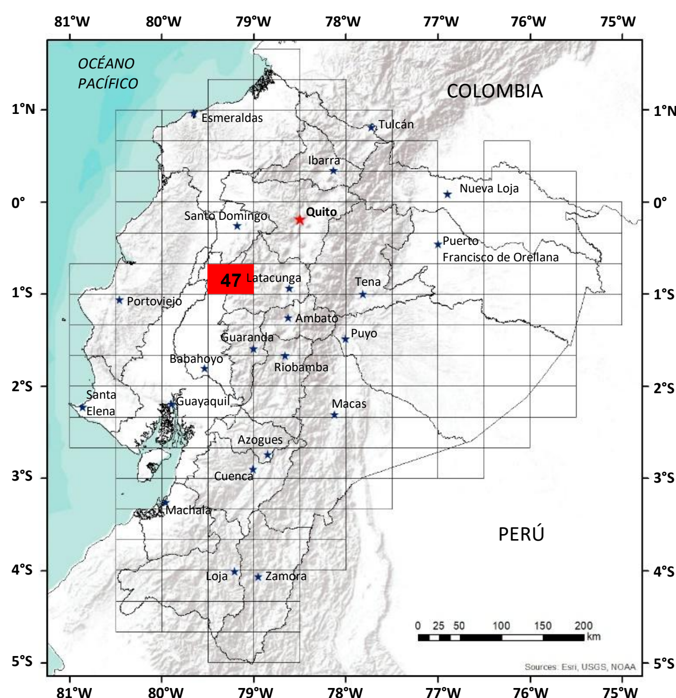
GEOLOGÍA ECONÓMICA

En las rocas de la Formación Macuchi y en los intrusivos existen trazas de mineralización sulfídica (pirita y calcopirita), pero no hay todavía evidencia de depósitos de importancia económica. Las lavas de la Formación Macuchi son de muy buena calidad para ser empleadas como material de construcción de carreteras; el material de la Formación Baba sirve para ser utilizado como áridos.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International. Vol. V., Fasc. 5a2 Ecuador (2ª Edición) Centre National de la Recherche Scientifique, París.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-47
VALENCIA (1979)

INTRODUCCIÓN

La mitad occidental de la Hoja cubre parte de la cuenca plana del Río Guayas en la Costa ecuatoriana. Esta área está interrumpida por algunas lomas bajas y por dedos de terreno más alto que se levantan rápidamente en la mitad oriental de la Hoja para formar las montañas de la Cordillera Occidental de los Andes. La estación húmeda va desde diciembre hasta abril, está en marcado contraste con la seca. Debido al relieve extremo, la agricultura es variada: plátanos, cacao, café, balsa, naranjas y maderas son importantes. El acceso es bueno en la Costa, pero partes de las montañas (por ejemplo, Cerro Pataló, 79°01' W-0°49'S y la Cordillera Tenefuerte 79°05' W-0°55'S) tienen una forestación densa y no hay senderos.

GEOLOGÍA

Rocas volcánicas de edad cretácica hasta eocénica abarcan la mayor parte de la Hoja, depósitos terciarios superiores se encuentran sobre este basamento. Terrazas (incluyendo depósitos laharíticos) y depósitos aluviales extensos cubren toda el área occidental, la cuenca plana de la Costa.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo y ?Eoceno): Estas rocas fueron primeramente descritas por Wolf (1892) bajo el título de "Las Rocas Porfídicas y Las Rocas Verdes'. El término 'Formación Macuchi' es introducido en la Hoja de Machachi (66) y usado por Bristow y Hoffstetter (1977). La Formación Macuchi en esta Hoja comprende rocas volcaniclásticas (Fisher, 1966), lavas y calizas. Los afloramientos generalmente son de mala calidad y probablemente hay una falta de continuidad lateral en las litologías específicas; por estas razones solamente las calizas han sido diferenciadas en el mapa.

Las volcaniclastitas son volumétricamente las más importantes y son de dos tipos. El tipo principal consiste de areniscas y limolitas volcánicas silíceas de color gris-verdoso obscuro. Son pobremente seleccionadas y en capas aproximadamente de 1m de espesor; están internamente estratificadas y frecuentemente gradadas, pero la estratificación cruzada es rara. Las areniscas incluyen granos angulares de cuarzo, plagioclasa y lava cloritizada, la cual usualmente es porfirítica y amigdaloidal, en una base de fragmentos más pequeños, con cuarzo y clorita secundaria. Las limolitas volcánicas son similares, pero carecen de fragmentos líticos y son más silíceas. Takeda (1963) informó sobre microfósiles en estas rocas. El otro tipo, volcaniclastita de grano grueso, es menos común. Los fragmentos pueden variar desde unos pocos mm hasta más de 1m de diámetro. Son angulares e incluyen cristales quebrados y rocas volcánicas diferentes, que consisten principalmente de lavas porfiríticas, alteradas y rocas con amigdaloides. La matriz verdosa está cloritizada, silícea e incluye fragmentos triturados. Las capas son enteramente masivas con gradación pobre y pueden ser de hasta 15m de espesor.

Las lavas de la Formación Macuchi son andesitas y andesitas basálticas holocristalinas, mesocráticas y gris-verdosas. Los fenocristales de plagioclasa (andesina cálcica a labradorita sódica) y piroxeno monoclínico pueden constituir hasta el 30% de la roca. Amigdaloides cloríticos calcedónicos subesféricos a subangulares ocurren con poca frecuencia. La matriz consiste predominantemente de listones andesínicos, generalmente acompañados por clorita y clinopiroxeno. El cuarzo intersticial puede formar más del 5% de la roca. Las lavas, que son del orden de 20m de espesor, son generalmente masivas, pero también ocurren lavas con bloques de la misma en la matriz. Las estructuras de flujo son raras y no se encuentran lavas de almohadilla. En Tenefuerte (79°05'W, 0°53'S) las lavas están intercaladas con calizas masivas blancas grisáceas, formando una unidad estratigráfica de unos 500m de espesor. Las calizas se encuentran en capas de hasta 40m de espesor. Contienen un promedio de 95% de $CaCO_3$ (Arroba, 1970), e incluye algas calcáreas, conchas quebradas y foraminíferos. La fauna es del Eoceno (Whittaker, 1976).

La parte superior de la Formación Macuchi no se encuentra en esta Hoja. 5km al Este de Pilaló en la Hoja de Latacunga (67) parece que la Formación Yunguilla descansa encima de los volcánicos de la Formación Macuchi sin mayor discontinuidad. La base de la Formación no se encuentra en la Hoja y unidades de roca más antiguas no han sido encontradas. Más de 3500m de estratos afloran en los flancos de los pliegues entre Tenefuerte y Macuchi (79°02'W, 0°56'S) pero considerando el buzamiento fuerte y la extensión de la Formación, el espesor total es probablemente muy superior a esta cantidad. Faucher y otros (1971) reportaron Inoceramus del Cretáceo Superior en rocas que ahora son llamadas Formación Macuchi en el camino Alóag-Santo Domingo (Hoja de Machachi (66)). Considerando la estratigrafía regional es probable que estratos del Cretáceo también afloren en esta Hoja. Así parece que en esta área la Formación Macuchi varía del Cretáceo hasta el Eoceno.

Grupo Daule (Mioceno-Plioceno): El pozo Solano 1 en Pichincha, 40km al Oeste de Quevedo en la Hoja de El Empalme (30), probó más de 800m de los sedimentos del Grupo Daule: el perfil fue elaborado indicando las rocas del Grupo Daule recubriendo a la Formación Macuchi como basamento, pero no aflora en la Hoja.

Formación Baba (Pl-P_B) (Plio-Pleistoceno): En la esquina noroccidental de la Hoja se encuentra parte de un depósito laharítico de ceniza en forma de terraza, que cubre una zona extensa hacia el norte en la Hoja de Las Delicias (46).

Depósitos Coluviales (c) (Cuaternario): Un depósito masivo de cantos rodados con una matriz areno-limosa llena el fondo del valle del Río Pilaló alrededor de Macuchi a una profundidad de 35m. Probablemente se formó de derrumbes catastróficos de rocas de las laderas de la montaña sobre Pilaló y el flujo subsecuente a lo largo del valle. Otros depósitos coluviales en el mapa probablemente tuvieron orígenes similares.

Terrazas (Pleistoceno) y depósitos aluviales (Holoceno): La mitad occidental de esta Hoja está cubierta por depósitos superficiales extensos. Se encuentran dos niveles distintos de terrazas: la superior está compuesta de arcillas, limos, areniscas y gravas en capas lenticulares y a menudo con laminación cruzada con pocos fragmentos de plantas. Una muestra de Pichilingue, 7.5km al Sur de Quevedo en la Hoja de Quevedo (48) dio una edad radio-carbón de 26147 años A.P. (Pleistoceno). El nivel inferior ha sido cortado subsecuentemente por divagación del río y está recibiendo aluvial reciente. El Río Quevedo, ha cortado 20m debajo del nivel superior.

INTRUSIVOS

Muchos stocks y diques de hornblenda-biotita-granodiorita, cuarzo-diorita y tonalita (Lyons, 1976) no foliados intruyen a la Formación Macuchi. Diques aplíticos también se encuentran. La facie marginal de estas intrusiones son porfiríticas, pueden ser alteradas y están comúnmente mineralizadas. Alrededor de las intrusiones más grandes las rocas de la Formación Macuchi han sido afectadas por metamorfismo de contacto, produciendo cornubianitas duras que están a menudo mineralizadas. Los xenolitos de estas cornubianitas son comunes en las intrusiones.

Meteorización Tropical: Fuera de los cursos de los ríos y de los sitios expuestos, la meteorización produce un manto de hasta unos 8m de espesor. Las rocas de la Formación Macuchi meteorizan a limos arcillosos café-rojizo, intrusivos a arenas líticas blanquizcas y las cenizas a arcillas limosas café claro.

ESTRUCTURA

La Formación Macuchi no está metamorfizada regionalmente, pero los sedimentos a menudo tienen un clivaje subparalelo a la estratificación. Los buzamientos son fuertes casi en todas partes debido a los pliegues cerrados. Los ejes de los pliegues tienen una dirección NNE, las superficies axiales son subverticales. No se ven pliegues pequeños. Las bisagras de los pliegues en forma de V, y las alas planares, sugieren una deformación algo quebradiza. El fracturamiento es localmente fuerte; lineamientos fotogeológicos rectos prolongados de dirección NE (por ejemplo, a lo largo del Río Lomapi, 79°06’ W-0°51’ S) probablemente son fallas.

HISTORIA GEOLÓGICA

El volcanismo del Cretáceo Superior se inició en una cuenca marina alargada cuyo eje siguió la dirección actual de la Cordillera Occidental. Piroclásticos y lavas submarinas, dominantemente de composición andesítica fueron erupcionados para formar estrato-volcanes que a veces se construyeron sobre el nivel del mar para formar islas volcánicas. En el Eoceno un arrecife local bordea una de estas islas. Los piroclásticos fueron redistribuidos por corrientes frecuentes de turbidez que a veces incorporaron material epiclástico y pelágico. Cuerpos de magma cristalizaron bajo la superficie para formar intrusiones graníticas. En el Eoceno Superior el área fue plegada en ejes NNE y cesó la actividad ígnea. El levantamiento de los Andes principió en este tiempo. En la Costa la deposición de sedimentos marinos continuó desde el Oligoceno hasta el Plioceno cuando la orilla se retiró lentamente a su posición actual.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La mina Macuchi fue trabajada en tiempo de la colonia, pero la producción más importante tuvo lugar en el intervalo 1930-1946: 25750 toneladas de cobre y 3 a 4 toneladas de oro fue la producción total en ese lapso (Takeda, 1963). Se conocen dos placeres de oro de bajo grado en Estero Hondo (79°14’W, 0°58’S) y Estero California (79°07’W, 0°52’S). Las calizas de Tenefuerte son trabajadas en escala pequeña. La arena y la grava se extraen del Río San Pablo al Norte de Ana María (79°25’W, 0°57’S) para material de construcción

REFERENCIAS

ARROBA J. (1970) Estudio de las Calizas de la Parroquia El Tingo. Informe no publicado. Dir. Gen. Geol. Minas. Quito.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International, Vol. V. Fasc. 5a 2 Ecuador (2ª Edición) Centre National de la Recherche Scientifique, París.

FAUCHER B. & OTROS (1971) Sedimentary Formations in Ecuador. Bur. D’études ind. et. de coop. de l’Inst. Franc. du Petrole (BEICIP)

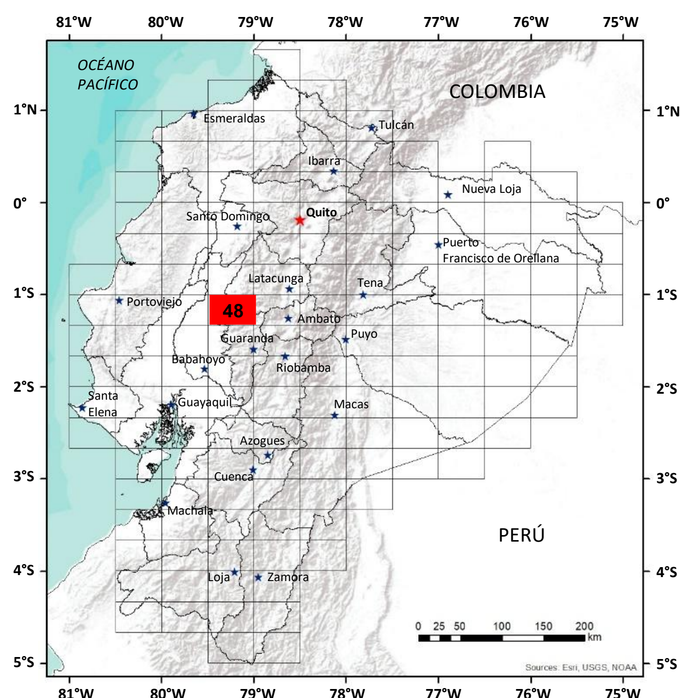
FISHER R.V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth-Sci. Rev., 1 pp. 287-298.

LYONS P. C. (1976) I.U.G.S. Classification of Granitic Rocks: A Critique. Geology 4pp. 425-426.

TAKEDA H. (1963) Report on the Investigation of Ore Deposit at the Macuchi Mining District in Cotopaxi Province of Ecuador. Informe no publicado. Dir. Gen. Geol. Minas. Quito.

WHITTAKER J. E. & HODGKINSON R. L. (1976) Micropalaeontological Report on Samples from the Provinces of Loja, Azuay and Cotopaxi, South and Central Ecuador. Informe no publicado. British Museum (Natural History), London.

WOLF T. (1892) Geografía y Geología del Ecuador. Casa de la Cultura Ecuatoriana. Quito, 1975.



HOJA GEOLÓGICA-48
QUEVEDO (1979)

INTRODUCCIÓN

La mitad occidental de la Hoja cubre parte de la cuenca plana del Río Guayas, en la zona costanera ecuatoriana. El terreno más alto se eleva rápidamente en la mitad este de la Hoja para formar las montañas de la Cordillera Occidental de los Andes. La estación húmeda desde diciembre hasta abril, está en marcado contraste con la estación seca. Debido al relieve extremo, la agricultura es variada: banano, cacao, arroz, café, balsa, naranjas, maderas, caña de azúcar y papas son importante. El acceso es bueno en la Costa, pero partes de las montañas (como Calope, 79°31'W-1°02'S) tienen una forestación densa, sin senderos.

GEOLOGÍA

Rocas volcánicas marinas cretácicas y terciarias inferiores abarcan la mayor parte de la Hoja; en el Este se encuentra el gran intrusivo de El Corazón. Sobreyacentes a este basamento existen depósitos (volcánicos y sedimentos) de edad miocénica hasta cuaternaria, incluyendo los aluviales extensos de la cuenca plana de la Costa.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo y ?Paleógeno): Estas rocas fueron descritas por primera vez por Wolf (1892) bajo el título de "Las Rocas Porfídicas y Las Rocas Verdes'. El término 'Formación Macuchi' fue introducido en la Hoja de Machachi (66) y usado por Bristow y Hoffstetter (1977). En esta Hoja la Formación Macuchi comprende rocas volcaniclásticas (Fisher, 1966), y lavas. Debido a la pobreza de los afloramientos y la falta de continuidad lateral de las rocas no ha sido posible diferenciar las volcaniclásticas y las lavas en el mapa.

Las rocas volcaniclásticas son volumétricamente las más importantes y son de dos tipos. El tipo principal consiste de areniscas y limolitas volcánicas gris-verdosas obscuras; son pobremente seleccionadas y en capas planas con un promedio de 1m de espesor. Están a menudo internamente estratificadas y frecuentemente gradadas, pero la estratificación cruzada es rara. Las areniscas volcánicas incluyen granos angulares de cuarzo, plagioclasa y lava cloritizada, en una base de fragmentos más pequeños con cuarzo secundario y clorita. Las limolitas volcánicas son similares, pero sin fragmentos líticos y son más silíceas. El otro tipo, las volcaniclásticas de grano grueso, es menos común. Los fragmentos son angulares, varían desde pocos mm. a más de 1m de diámetro, e incluyen cristales rotos y fragmentos de diferentes rocas volcánicas, principalmente lavas porfiríticas con amigdaloides, alteradas y rojas. La matriz verdosa está cloritizada, es silícea e incluye fragmentos triturados. Las capas son enteramente masivas con gradación pobre y pueden ser de hasta 15m de espesor.

Las lavas de la Formación Macuchi son andesitas y andesitas basálticas holocristalinas, mesocráticas, de color gris-verdoso. Fenocristales de plagioclasa (andesina cálcica a labradorita sódica) y clinopiroxeno monoclínico constituyen sobre el 30% de la roca. Amigdaloides subesféricos a subangulares cloríticos y calcedónicos se presentan con poca frecuencia. La matriz está formada predominantemente de listones de andesina, comúnmente acompañados por clorita y clinopiroxeno. Las lavas, las cuales tienen espesores del orden de los 20m, son generalmente masivas. Partes brechosas existen en ciertos lugares, particularmente cerca de las lavas de almohada en el Río Chuquirahuas (79°04'W, 1°01'S).

La parte superior de la Formación Macuchi no aparece en esta Hoja. Al Este, en la Hoja de Ambato (68) los volcánicos en la cima de la Formación Macuchi parecen pasar a la Formación Yunguilla sin mayor discontinuidad. La base de la Formación no ocurre en esta Hoja y unidades de roca más viejas no han sido encontradas. En el carretero entre la Hacienda Talagua (79°01'W-1°18'S) y la Y (79°04'W-1°15'S) parece que hay sobre los 2600m de espesor, pero considerando el buzamiento fuerte y la extensión de la Formación, el espesor total es probablemente muy superior. Un lamelibranquio pectinido (*Propeamussium* sp.) fue recolectado en el camino entre Salinas y Mazallingo Grande, el cual pasa por el extremo sur de la Hoja. El rango de edad datado para este fósil, va del Jurásico al Holoceno (Nuttall, 1971). Al Norte, en la Hoja de Valencia (47), las rocas más jóvenes de la Formación Macuchi pueden ser del Eoceno. Faucher y otros (1971) reportaron un Inoceramus del Cretáceo Superior en la que hoy es llamada Formación Macuchi, en el carretero Alóag-Santo Domingo. Considerando la estratigrafía regional es probable que estratos cretácicos también afloren en esta Hoja. Así en esta área la edad de la Formación Macuchi tendría un rango desde el Cretáceo hasta el Paleoceno y quizás hasta el Eoceno.

Grupo Daule (Mioceno-Plioceno): El Pozo Solano 1 en Pichincha 40km al Oeste de Quevedo, en la Hoja de El Empalme (30) dio un resultado de más de 800m de sedimentos del Grupo Daule, pero no hay afloramientos de estas rocas en la Hoja.

Formación Pisayambo (Pl_P) (Plioceno): Alrededor de 200m de lavas andesíticas en capas horizontales que afloran en la esquina sureste de la Hoja, pertenece a la Formación Pisayambo. Esta formación aflora en un área amplia en otras Hojas (por ejemplo, las Hojas de Ambato (68) y Chimborazo (69)), y es generalmente considerada como Plioceno.

Volcánicos Runayacu (Q_R) (Cuaternario): Esta unidad de roca, pobremente expuesta consiste de lavas ácidas y tobas de colores claros. Las lavas tienen comúnmente bandeamientos de flujo y una textura traquítica. Las tobas están horizontales y bien estratificadas. Estos volcánicos parecen tener un espesor de 300m y descansan discordantemente sobre la Formación Macuchi. Una edad mayormente pleistocénica se sugiere por los estratos planos de las tobas y por la ausencia de una forma volcánica obvia.

Volcánicos Pangua (Q_V) (Cuaternario): Consiste de alrededor de cinco flujos de lava andesítica-basáltica, cada uno con un espesor de alrededor de 35m, los cuales se originaron en un evento al Norte de Pangua (79°03'W-1°08'S) y siguieron los valles del Río Chaca y del Angamarca. Las lavas están erosionadas considerablemente y hoy se encuentran únicamente en el lado sur de los dos valles. Las lavas tienen comúnmente vesículas sin rellenar y partes brechosas a lo largo de sus márgenes y bases. Es común la textura de flujo y se muestran por alineamientos de los fenocristales de plagioclasa. A causa de la relación de estas lavas con los valles actuales de los ríos, son consideradas como cuaternarias.

Depósitos aluviales y terrazas (Cuaternario): El mapa muestra dos niveles distintos de sedimentos aluviales del río. La terraza más alta está compuesta de arcilla, limo, arena y grava en capas lenticulares y a menudo con laminación cruzada con raros fragmentos de plantas. Una muestra de Pichilingue (79°27'W-1°06') dio una edad radio-carbón de 26147 ± 1210 años (Pleistoceno). Cerca de 2m de ceniza meteorizada cubre este nivel de terrazas en la costa (CEDEGE, 1970). La ceniza aumenta su potencia hacia el Norte y probablemente procede de uno de los volcanes cuaternarios cerca a Quito. El nivel más bajo ha sido cortado subsecuentemente por los meandros del río y está recibiendo sedimentos aluviales del presente. El Río Quevedo, por ejemplo, ha cortado 20m debajo del nivel más alto.

INTRUSIVOS

El Batolito de El Corazón, domina el Este de la Hoja y se extiende hacia el Este en la Hoja de Ambato (68). No se encuentra foliado y petrográficamente es similar a los abundantes cuerpos pequeños. Es una granodiorita con hornblenda y biotita. Cuerpos menos ricos en cuarzo son llamados tonalita (Lyons, 1976) en el mapa. Se presentan diques aplíticos, siendo el más importante el que está al Oeste de El Corazón. Diques, petrográficamente similares a las lavas de la Formación Macuchi, se encuentran ocasionalmente, por ejemplo, en el Río Chuquirahuas (79°04'W-1°01'S).

El efecto del metamorfismo de contacto se extiende por sobre 1km, desde el Batolito de El Corazón, por ejemplo, en el camino El Corazón-Facundo Vela (79°05'W-1°08'S) y al Oeste de Facundo Vela (79°04'W-1°12'S). Mineralización de pirita y calcopirita es común en las cornubianitas altamente recristalizadas. Xenolitos de cornubianitas ocurren ampliamente en las intrusiones.

Cantos raros gabroicos se encuentran en el Río Shillagua (79°15'W-1°09'S) y el Estero Hondo (79°17'W-1°09'S).

Meteorización Tropical: Fuera de los cursos de los ríos y de los sitios expuestos, la meteorización produce un manto de más de 8m de espesor. Las rocas de la Formación Macuchi se meteorizan a limos arcillosos café-rojizos, los intrusivos a arenas líticas y a arcillas blanco con rosado, y las cenizas a arcillas limosas café pálido.

ESTRUCTURA

La Formación Macuchi no está metamorfizada regionalmente, pero los sedimentos tienen a menudo un clivaje subparalelo a la estratificación. Los buzamientos son fuertes casi en todas partes, debido a los pliegues cerrados, de los cuales el anticlinal en el Río Chuquirahuas es probablemente típico. Las bisagras de los pliegues parecen tener una forma de V y los flancos del pliegue parecen ser planos, sugiriendo deformaciones quebradizas. El fracturamiento es localmente fuerte; lineamientos fotogeológicos rectos y prolongados de dirección NE, por ejemplo, aquel a través de Las Naves, son probablemente fallas. En el Sur de la Hoja se encuentran fallas con dirección NE-SW o N-S.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Cretáceo, el volcanismo se inició en una cuenca marina elongada cuyo plano axial siguió la dirección presente de la Cordillera Occidental. Piroclásticos submarinos y lavas, dominantemente de composición andesítica, fueron extruidas para formar estratovolcanes, los cuales estuvieron construidos a veces sobre el nivel del mar. Los piroclásticos fueron redistribuidos por frecuentes corrientes de turbidez, y éstos ocasionalmente incorporaron material epiclástico y pelágico. Cuerpos de magma cristalizaron bajo la superficie para formar intrusiones granodioríticas y tonalíticas. En el Eoceno Superior, la actividad ígnea se detuvo y el área fue plegada con planos axiales N-S ásperos. El levantamiento de los Andes empezó en esta época. En la Costa, la deposición marina continuó desde el Oligoceno hasta el Plioceno Superior, cuando la línea de playa retrocedió lentamente a su posición presente. El volcanismo reinició su actividad durante el Plioceno, pero afectó principalmente al Este de la Hoja.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Pirita y calcopirita diseminada se encuentran en Chuquirahuas (79°05'W-1°01'S), aunque está asociada con una intrusión ácida, no tiene las características de cobre porfirítico, por ejemplo, faltan las zonas extensas alteradas. La llamada mina de oro en Pangua es una cornubianita mineralizada y alterada hidrotermalmente. No existen datos de que haya sido trabajado. Hay reportes de molibdenita en la tonalita, al Oeste de la Hacienda Talagua (Misión Alemana, 1958). La arena y la grava son extraídas de los ríos en la costa, junto al pie de los montes tales como en Suquibi (79°17'W-1°14'S). La ceniza meteorizada en el nivel más alto del aluvial, al Sur de Quevedo, es usado como arcilla de ladrillo.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International, Vol. V. Fasc. 5a 2 Ecuador (2ª Edición) Centre National de la Recherche Scientifique, París.

CEDEGE (1970) Investigación de las oportunidades de desarrollo económico de la cuenca del Río Guayas, Ecuador, Zona VI Suelos. Ministerio de Agricultura, Quito.

FAUCHER B. y otros (1971) Sedimentary Formations in Ecuador. Bur. d'études ind. et de Coop. de l'Inst. Franc. du Petrole (BEICIP)

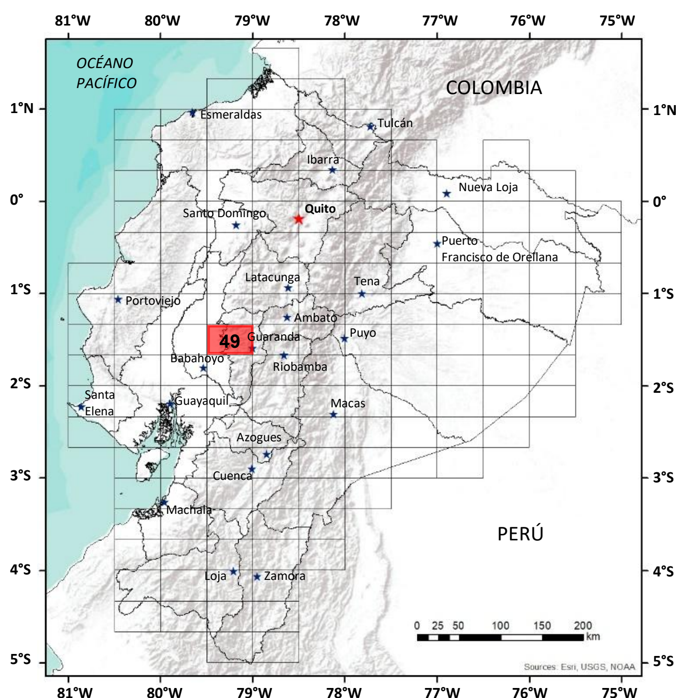
FISHER R. V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth. Sci. Rev., 1.

LYONS P. C. (1976) IUGS Classification of Granitic Rocks: A critique. Geology 4.

MISIÓN ALEMANA (1958) Investigación de Yacimientos en el Ecuador. Informe no publicado. Dir. Gen. Geol. Minas, Quito.

NUTTALL C. P. (1977) Report on first megafossil from the ?Macuchi Formation of Ecuador. Informe no publicado N° 1977/3. British Museum (Natural History). Londres.

WOLF T. (1892) Geografía y Geología del Ecuador. Casa de la Cultura Ecuatoriana, Quito-1975.



HOJA GEOLÓGICA-49
GUARANDA (1979)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Guaranda abarca parte del macizo de la Cordillera Occidental con alturas que sobrepasan los 3500m.s.n.m., pero que desciende rápidamente hacia la planicie costanera. La estación lluviosa se presenta de diciembre a mayo. La ciudad de Guaranda está ubicada en el extremo oriental de la Hoja, que posee varias carreteras de segundo orden; grandes áreas en la zona montañosa no tienen caminos carrozables. La Hoja tiene tres regiones climatéricas: la zona de páramos y de valles menores de clima frío; la zona montañosa de las estribaciones de la Cordillera de clima templado; y la extensa zona de planicies de la Costa de clima cálido. Existen dos direcciones mayores del drenaje: hacia el Sur en el límite este de la Hoja con el Río Salinas y sus tributarios; todos los ríos originados en las estribaciones descienden hacia el Oeste a la Costa para formar tres grandes tributarios del Río Catarama.

GEOLOGÍA

Las rocas predominantes del área son volcánicas marinas y sedimentos volcanoclásticos de edad cretácea, cubiertas en parte por rocas de edad terciaria, situadas al Este de la Hoja y constituyendo las mayores alturas, en contraste con los terrenos bajos de la costa, caracterizados por terrazas y depósitos aluviales cuaternarios.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo Superior): Descritas por Wolf (1892) como "rocas porfiríticas o rocas verdes' y conocidas anteriormente así, en la Hoja de Machachi (66) y fueron mapeadas y separadas por primera vez bajo el término de "Formación Macuchi" que fue también usado por Bristow y Hoffstetter (1977).

La Formación tiene un origen predominantemente volcánico, caracterizada por lavas y rocas volcaniclásticas variadas. Las lavas son flujos de andesitas de grano fino mesocráticas, a menudo porfiríticas y comúnmente de coloración gris verdosa como una característica de esta formación; son masivas con espesores superiores a los 20m. Lavas de almohada se identificaron en el sector del Río Chiripungu (79°11'W-1°35'S) en el corte de la carretera Guaranda Caluma. Lavas muy obscuras de carácter andesítico basáltico, holocristalino, se mapearon en el área del Cerro de Samana. En general, en sección delgada las andesitas presentan fenocristales corroídos de andesina en una base compuesta de plagioclasas alistonadas y vidrio volcánico. Algunas lavas contienen augita e hiperstena siendo rara la presencia de piroxenos y anfíboles.

Volcanoclásticas de grano grueso son comunes dentro de la Formación; consisten de fragmentos líticos volcánicos de diferente naturaleza y color, generalmente gris, en una matriz andesítica. En sección delgada fenocristales de andesina muy alterada pueden ser observados junto con augita en una masa opaca de grano fino. La Formación posee también rocas volcanoclásticas de grano fino (Fisher, 1966), pero los afloramientos son muy meteorizados y la continuidad lateral de los sedimentos es dudosa. Sin embargo, se ha podido diferenciar estas rocas en algunas áreas: areniscas y limolitas volcánicas gris-verdosas obscuras como en el sector del Cerro Camellón (79°04'W-1°23'S), donde son pobremente seleccionadas y en capas que varían en potencia, intercaladas en ellas existen estratos fosilíferos. En general las areniscas volcánicas incluyen granos angulares de cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos de lava cloritizada en una matriz de fragmentos más pequeños de cuarzo secundario y clorita. Limolitas grises verdosas silicificadas, como en Los Arrayanes (79°05'W-1°21'S), se presentan finamente estratificadas y altamente silicificadas. Limolitas con clivaje marcado en el sector entre Aluvillo y Tablaschico (79°09'W-1°34'S) han sido afectadas por metamorfismo de contacto. En el Norte en el sector de Lechopamba (79°06'W-1°20'S) limolitas volcánicas y areniscas intercaladas tienen estratos fosilíferos incluyendo un lamelibranquio pectinido que en edad va del Jurásico al Reciente (Nuttall, 1977).

La parte superior de la Formación, así como la base no ha sido posible determinar; sin embargo, se admite una potencia alrededor de 6000m en esta área. En general la Formación no está metamorfizada regionalmente. El fracturamiento es notable y mayor aún en contacto con las rocas intrusivas. Pirita muy diseminada es característica en este sector de la Formación Macuchi.

Formación Pisayambo (Pl_P) (Plioceno): Se encuentra cubriendo discordantemente sobre la Formación Macuchi, rocas volcánicas más jóvenes; consisten de lavas andesíticas y aglomerados horizontales a subhorizontales. Los aglomerados comprenden bloques de andesitas colocadas en una matriz muy dura y se erosionan para formar columnas remanentes. Se cree que esta Formación constituye una plataforma sobre la cual se desarrolló el volcanismo del Pleistoceno (Kennerley, 1971).

Volcánicos Lourdes (Pl-P_L) (Plio-Pleistoceno): Estos volcánicos determinados en la Hoja de San Miguel (50), han sido descritos como dacitas de grano medio y de color blanco. Megacristales euhedrales de cuarzo y plagioclasa son comunes. Frecuentemente las rocas son brechas; una característica de estas rocas es la alteración, especialmente silicificación. En lámina delgada la roca es una lava dacítica de textura traquítica.

Volcánicos Guaranda (P_G) (Pleistoceno): En el lado oriental de la Hoja se sitúa la depresión de Guaranda dentro de la cual existe una serie de tobas andesíticas de grano fino de color café a amarillo claro que contienen andesitas porfiríticas, interestratificadas. En esta Hoja las tobas están como un recubrimiento superficial concordante con la superficie topográfica preexistente, no así en la depresión del Río Salinas y al Sur de Guaranda, donde se presentan potentes bancos de ceniza y tobas endurecidas de color amarillo ocre muy características, con pocos clastos grandes diseminados.

Volcánicos Runayacu (Q_R) (Cuaternario): Al Norte de la Hoja hay una zona pequeña donde afloran lavas ácidas y tobas claras que pertenecen a los volcánicos Runayacu, definidos en la Hoja de Quevedo (48).

Depósitos Glaciales (dg) (Cuaternario): Una lengua de depósito glacial pequeño es posible determinar en la parte norte de la Hoja proveniente de un glaciar de la Hoja de Chimborazo (59).

Terrazas Indiferenciadas y Depósitos Aluviales (Cuaternario): Las grandes planicies en la parte occidental de la Hoja están representadas por depósitos aluviales, con algunas terrazas bien desarrolladas en el Oeste de la Hoja, que han sido depositados por las inundaciones de los ríos que drenan el flanco occidental de la cordillera y acarrean material que ha rellenado el graben existente de la Cuenca del Guayas.

INTRUSIVOS

Grandes cuerpos de rocas graníticas han sido mapeados en la Hoja. Se distinguen dos cuerpos intrusivos a diferentes alturas: el batolito alto de “Puroloma” es un cuerpo mayor, muy fallado y fracturado con sombreros remanentes de la Formación Macuchi. Se extiende desde Chaso Juan y Mulidiahuan en el Norte, pasando por Pasagua y Monjas en el centro, hasta Telimbela en el límite sur. Su composición varía de una roca granítica, a granodiorita y cuarzodiorita (Lyons, 1976); en Telimbela los tonalíticos han sido determinados. Los intrusivos de la zona baja desde El Pasaje al Norte hasta Los Guayacanes (Caluma) al Sur, son de carácter ácido a intermedio; están ubicadas en el Oeste, constituyendo las bases de las estribaciones de la Cordillera. Existen otros cuerpos intrusivos pequeños a manera de apófisis, de variada composición.

Alteración hidrotermal: Las rocas encajantes de la Formación Macuchi, intruidas por el Batolito “Puroloma”, han sufrido metamorfismo de contacto y, en ciertos sitios, se manifiesta una débil alteración hidrotermal, con mineralización de pirita y calcopirita. Minerales sulfídicos se encuentran más desarrollados en las zonas de anomalías geoquímicas como Chaso Juan (79°09’-1°24’S) y Telimbela (79°10’W-1°40’S).

ESTRUCTURA

Las estructuras visibles ocurren principalmente en los volcanoclásticos de la Formación Macuchi, que son plegadas, con buzamientos fuertes y bisagras cerradas en forma de V con limbos planos. El clivaje es subparalelo a la estratificación y estas estructuras posee mayormente rumbos N-S y NW-SE. Se observan muchas fracturas y fallas, que generalmente tienen rumbos NE-SW y NW-SE, en ambos casos con ángulos de inclinación pequeña.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Cretáceo el volcanismo proveniente de un arco de islas debió iniciarse en una cuenca marina elongada: rocas piroclásticas y lavas submarinas, de dominante composición andesítica fueron extruidas en intermitente actividad ígnea y sedimentaria. Los piroclásticos fueron redistribuidos por corrientes de turbidez en las que ocasionalmente se incorporaron materiales epiclásticos y pelágicos. Cuerpos de magma cristalizaron bajo la superficie para formar intrusiones graníticas. En el Eoceno Superior la actividad ígnea se detuvo y el área fue plegada con planos axiales de rumbo N-S. El levantamiento de los Andes empezó en esta época. El volcanismo reinició su actividad en el Plioceno, pero principalmente en el Este de la Hoja.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Anomalías geoquímicas han sido determinadas en Chaso Juan, en el Norte al igual que en Telimbela en el Sur. Pirita diseminada es muy extendida en esta área. Al Oeste, en Sabanetilla (79°18’W-1°29’S) existen aguas termales. La gran cantidad de arena y grava de los ríos que bajan a la Costa arrastran consigo una fuente inagotable de este material.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International Vol. V, Fasc. 5a 2 Ecuador (2ª Edición). Centre Nationale de la Recherche Scientifique, París.

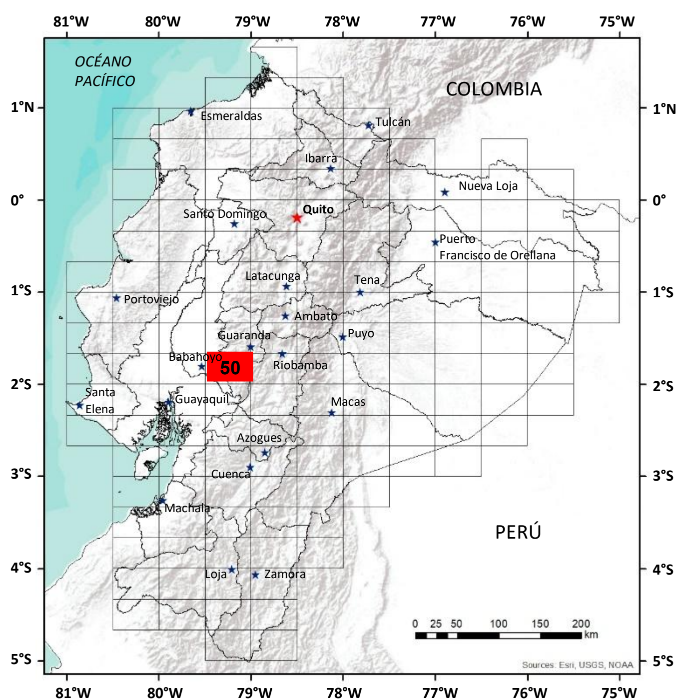
FISHER R. V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth. Sci. Rev. 1.

KENNERLEY J. B. (1971) Geology of the Llanganates area, Ecuador. Inst. Geol. Sci. (London), Overseas. Div., Informe N° 21.

LYONS P. C. (1976) IUGS Classification of Granitic Rocks. A Critique. Geology 4.

NUTTALL C. P. (1977) Report on first Megafossil from the Macuchi Formation of Ecuador. Informe no publicado N°. 1977/3. British Museum (Natural History), Londres.

WOLF T. (1892) Geografía y Geología del Ecuador, Casa de la Cultura Ecuatoriana, Quito-1975.



HOJA GEOLÓGICA-50
SAN MIGUEL (1979)

INTRODUCCIÓN

La mitad occidental de la Hoja cubre parte de la cuenca plana del Río Guayas, en la zona costanera ecuatoriana. El terreno más alto se eleva rápidamente en la mitad Este de la Hoja para formar las montañas de la Cordillera occidental de los Andes. La estación húmeda, va desde diciembre hasta abril, está en marcado contraste con la estación seca. Debido al relieve extremo, la agricultura es variada: banano, cacao, arroz, café, balsa, naranjas, caña de azúcar y papas son importantes.

GEOLOGÍA

Rocas volcánicas marinas cretácicas abarcan la mayor parte de esta Hoja, aunque están casi completamente cubiertas por depósitos aluviales cuaternarios en la cuenca del Guayas. En el Este se presentan depósitos volcánicos plio-pleistocénicos e intrusivos.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): Estas rocas fueron descritas por primera vez por Wolf (1892) bajo el título “Las rocas porfídicas y las Rocas Verdes’. El término “Formación Macuchi fue introducido en la Hoja de Machachi (66) y usado por Bristow y Hoffstetter (1977). La Formación Macuchi en esta Hoja comprende rocas volcaniclásticas (Fisher, 1966) y lavas.

Las rocas volcaniclásticas son volumétricamente las más importantes y son de dos tipos. El tipo principal consiste de areniscas y limolitas volcánicas gris-verdosas obscuras; son pobremente seleccionadas y en capas planas con un promedio de 1m de espesor. Están a menudo internamente estratificadas y frecuentemente gradadas. La base de una capa gradada está hundida en sectores dentro de un material más fino del estrato inferior. Estratificación cruzada es rara. Las areniscas volcánicas incluyen granos angulares de cuarzo, plagioclasa y lava cloritizada, en una base de fragmentos más pequeños con cuarzo secundario y clorita. Las limolitas volcánicas son similares, pero sin fragmentos líticos y son más silíceas.

Las volcaniclásticas de grano grueso, son menos comunes. Los fragmentos son angulares, y pueden variar desde pocos mm a más de 1m de diámetro. Ellos incluyen cristales rotos y fragmentos de diferentes rocas volcánicas, principalmente lavas porfiríticas con amigdaloides, alteradas y rojas. La matriz verdosa está cloritizada, es silícea e incluye fragmentos triturados. Las capas son enteramente masivas con gradación pobre y pueden ser de hasta 15m de espesor.

Las lavas de la Formación Macuchi son andesitas y andesitas basálticas holocristalinas, mesocráticas, de color gris-verdoso. Fenocristales de plagioclasa (andesina cálcica a labradorita sódica) y clinopiroxeno, pueden constituir sobre el 30% de la roca. Amigdaloides subesféricos a subangulares cloríticos y calcedónicos ocurren con poca frecuencia. La matriz está formada predominantemente de listones de andesina, comúnmente acompañados por clorita y clinopiroxeno. Las lavas, las cuales tienen espesores del orden de los 20m, son generalmente masivas.

Frente a la estación hidroeléctrica de Chimbo (79°01’W, 1°41’S) afloran dos capas de caliza, cada una menos de 1m de espesor. La caliza es recristalizada y bastante pura. Está intercalada con areniscas y limolitas volcánicas y parece que es bioclástica, formada de un origen calcáreo como un arrecife.

El tope de la Formación Macuchi no se presenta en esta Hoja. Al Este, en la Hoja de Riobamba (70), los volcánicos en la parte superior de la Formación Macuchi parecen pasar a la Formación Yunguilla sin mayor discontinuidad. Tampoco ocurre la base de la Formación en esta Hoja y unidades de rocas más viejas no han sido encontradas bajo ella. En esta Hoja no es posible determinar el espesor de la Formación debido a la estructura complicada y la abundancia de intrusivos. Considerando el buzamiento fuerte y la extensión de la Formación, el espesor total probablemente es más de 5000m. En la Hoja de Machachi (66) la Formación tiene macro y microfósiles del Cretáceo Superior. En la Hoja de Valencia (47) la Formación parece tener calizas con una fauna del Eoceno. En la Hoja de Chimborazo (69) la Formación Yunguilla, que allá tiene microfauna del Maestrichtiano, queda sobre la Formación Macuchi. En esta Hoja la edad está considerada como Cretáceo pero quizás llega hasta el Paleoceno.

Volcánicos Lourdes (Pl-PL) (Plio-Pleistoceno): Alrededor de la Gruta de Lourdes (79°04'W-1°42'S), al Norte de Chimbo, y al SSW de San Miguel se encuentran rocas silíceas de grano medio y de color blanco. Megacristales euhedrales de cuarzo y plagioclasa son comunes. Frecuentemente las rocas son brechas. Una característica de estas rocas es la alteración hidrotermal que las ha afectado, especialmente silicificación. Mineralización (pirita, calcopirita, bornita y calcosina) se presenta cerca de la carretera San Miguel-Bolívar. En sectores donde la alteración no es muy intensa se puede ver en lámina delgada que la roca es una lava dacítica con una textura traquítica. Los fenocristales son a menudo reabsorbidos por la matriz, pero comúnmente tienen una franja exterior de redeposición. En las rocas más alteradas se puede a veces distinguir una base con textura traquítica y los fenocristales algo reemplazados. Muchas de las rocas en la Gruta de Lourdes y al SE son completamente alterados y se pueden ver solamente los restos de los fenocristales; es posible que algunas fueron ignimbritas. Los Volcánicos Lourdes cubren las partes más altas de las montañas que son erosionadas desde hace un largo tiempo. Pueden ser una facies local de los volcánicos de la Formación Pisayambo que cubre grandes áreas al Noreste (Hoja de Chimborazo (69)). Así se sugiere una edad plio-pleistocénica.

Volcánicos Guaranda (PG) (Pleistoceno): Sectores en la parte real de la Hoja tienen una cubierta de un depósito piroclástico eólico. Esto es una arena limosa, o toba de color café que comúnmente tienen grietas subverticales cuando está seco. No se encuentran fragmentos líticos, por ejemplo, de pómez, pero hay cristales de feldespato en una base descompuesta. Los depósitos no son estratificados. Las características de estos depósitos son diferentes de las de las cenizas de la Cangagua. La fuente probablemente era un centro volcánico en las partes altas del páramo cerca del Chimborazo.

Terrazas (Cuaternario): Terrazas indiferenciadas a un nivel más alto que los depósitos aluviales extensos de la Cuenca del Guayas se presentan en la esquina noroccidental de la Hoja.

Depósitos Coluviales (c) (Holoceno): En el valle del Río Chimbo se encuentran depósitos de cantos rodados en una base arenácea con espesor de unos 50m.

Depósitos Aluviales (Holoceno): La parte occidental de la Hoja está cubierta por depósitos aluviales extensos, casi sin rasgos de terrazas; fueron depositados por inundaciones de los ríos bajando desde las montañas a la Cuenca del Guayas.

INTRUSIVOS

La granodiorita de hornblenda-biotita del Batolito de Las Guardias, ocupa la parte este-central de la Hoja. No se encuentra foliado y petrográficamente es similar a los abundantes cuerpos más pequeños. El cuerpo SE de San Miguel es menos rico en cuarzo y es llamado tonalita (Lyons, 1976) en el mapa. Diques ácidos y porfiríticos ocurren en diversos sectores. En sectores el efecto del metamorfismo de contacto se extiende por sobre 3km desde el Batolito de Las Guardias (en el carretero Las Guardias-Balzapamba). Mineralización de pirita y calcopirita es común en los cornubianitos que son altamente recristalizados. Xenolitos de cornubianitos ocurren ampliamente en los intrusivos.

Meteorización tropical: Fuera de los cursos de los ríos y de los sitios expuestos, la meteorización produce un manto de más de 8m de espesor. Las rocas de la Formación Macuchi se meteorizan a limos arcillosos café-rojizos y los intrusivos a arenas líticas y a arcillas blanco con rosado.

ESTRUCTURA

La Formación Macuchi no está metamorfizada regionalmente, pero los sedimentos tienen a menudo un clivaje subparalelo a la estratificación. Los buzamientos son fuertes casi en todas partes, debido a los pliegues cerrados. Las bisagras de los pliegues parecen tener una forma de V y los limbos del pliegue parecen ser planos, sugiriendo deformaciones quebradizas con planos axiales N-S. El fracturamiento es localmente fuerte; el lineamiento fotogeológico recto y prolongado de dirección N a través de Chillanes es probablemente una falla.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Cretáceo, el volcanismo se inició en una cuenca marina elongada cuyo plano axial siguió la dirección presente de la Cordillera Occidental. Piroclásticos submarinos y lavas dominantemente de composición andesítica fueron extruidas para formar estratovolcanes, los cuales estuvieron construidos algunos sobre el nivel del mar. Los piroclásticos fueron redistribuidos por frecuentes corrientes de turbidez. Estos flujos ocasionalmente incorporaron material epiclástico y pelágico. Cuerpos de magma cristalizaron bajo la superficie para formar intrusiones granodioríticas y tonalíticas. En el Eoceno Superior, la actividad ígnea se detuvo y el área fue plegada con planos axiales N-S ásperos. El levantamiento de los Andes empezó en esta época. El volcanismo reinició su actividad durante el Plioceno, pero afectó principalmente al Este de la Hoja hasta el Pleistoceno.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Los límites de los intrusivos tienen una concentración de pirita y calcopirita. Un ejemplo bueno de este tipo de mineralización se encuentra 1.5km al E de Balzapamba. La Formación Lourdes tiene mineralización subeconómica de cobre.

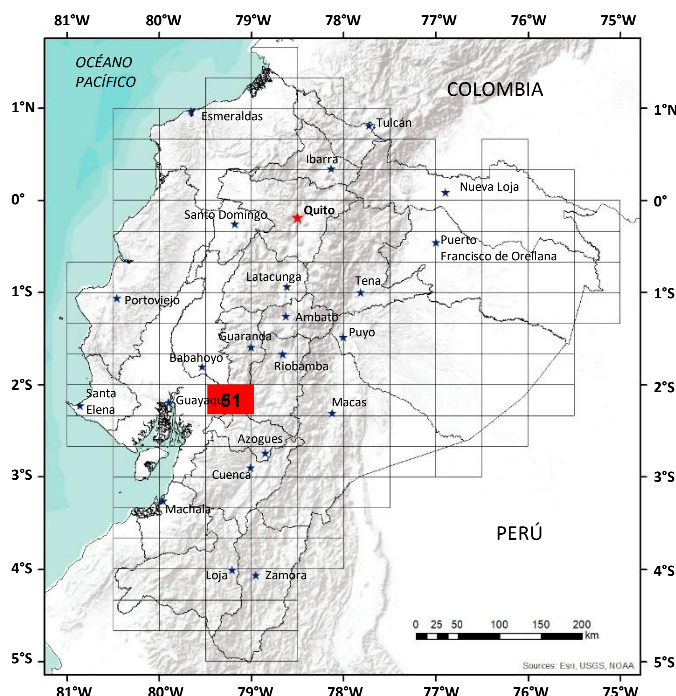
REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International Vol. V, Fasc. 5a 2 Ecuador (2ª Edición). Centre Nationale de la Recherche Scientifique, París.

FISHER R. V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth. Sci. Rev. 1.

LYONS P. C. (1976) IUGS Classification of Granitic Rocks. A Critique. Geology 4.

WOLF T. (1892) Geografía y Geología del Ecuador, Casa de la Cultura Ecuatoriana, Quito-1975.



HOJA GEOLÓGICA-51
BUCAY (1979)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Bucay se halla situada en parte en el centro meridional de la Cordillera Occidental y parte en el plano al pie occidental de los Andes. Hay comunicación con todo el país, por intermedio de carreteras y línea férrea (Naranjal-Huigra). La topografía varía entre altitudes de 20m.s.n.m. en el Oeste hasta 2400 m.s.n.m. en el Este, y su drenaje en la parte montañosa se dirige hacia el Golfo de Guayaquil por intermedio de dos importantes ríos: El Chanchán orientado aproximadamente NW-SE y al Norte El Chimbo orientado NE-SW que se unían cerca de Cumandá. La mayoría de la población se encuentra en la parte plana de la Cuenca del Guayas en el lado Oeste de la Hoja. Al Este de ésta, el terreno se eleva desde la planicie en forma brusca para formar la Cordillera Occidental. El clima varía de acuerdo con las estaciones (Takeda y otros, 1973): en invierno, cálido-húmedo con temperatura mayor de los 30°C en los meses de diciembre a abril; en verano, seco con temperaturas no mayores de los 22°C en los restantes meses.

La base planimétrica de esta Hoja está basada en cartas censales a 1:50000; cabe anotar que en la parte oriental existe un gap en las fotografías aéreas (pasa por el centro de Bucay), aproximadamente de unos 374km^2 de área, donde los contactos geológicos son inferiores y trazados aproximadamente en el mapa. Existen más estudios detallados sobre algunos aspectos de la geología del Río Chimbo (Torres y Zumba, 1975; Takeda y otros, 1973)

GEOLOGÍA

La parte Oeste de la Hoja es un plano de depósitos aluviales cuaternarios. La parte montañosa en el Este consiste de volcánicos y sedimentos del cretácico superior, intruidos en el extremo norte por un cuerpo granítico. Lavas y sedimentos terciarios afloran localmente sobre la secuencia intruida.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): Es la Formación más extensa dentro del área y se halla representada por rocas volcanoclásticas de grano grueso, con clastos grandes hasta 1m de diámetro. En otras partes la Formación Macuchi está constituida por areniscas volcánicas silíceas de color negro a gris obscuro se presentan con una estratificación masiva. Además, existen andesitas porfiríticas verdes y sedimentos con lutitas masivas de color negro con matriz silícea de grano fino. Por el motivo que existe silicificación en muchas partes esta roca es muy dura y es especialmente reconocible, con relación a las lutitas negras no alteradas de la Formación Yunguilla encima. La base de la Formación Macuchi no es conocida en esta Hoja. La parte superior pasa a la Formación Yunguilla concordante y transicionalmente.

Formación Yunguilla (K_7) (Cretácico Superior (Maestrichtiano)): Esta Formación se encuentra al NE de la Hoja, a lo largo de la Cordillera Occidental y descansa concordante sobre la Formación Macuchi. Su litología predominante es una argilita negra que se presenta en bancos bien estratificados en capas centimétricas a decimétricas en espesor, además ocurren areniscas consolidadas de grano fino de color gris, asociadas con capas milimétricas de tobas obscuras con material calcáreo en algunos lugares. Esta secuencia presenta estructuras sedimentarias que indican turbidez, lo cual demuestra que fueron depositados en aguas profundas. El contacto superior de la Formación Yunguilla no es conocido en esta Hoja.

Formación Alausí (Pg) (Paleógeno?): Esta Formación se presenta en dos áreas pequeñas: al Sur de Alausí, al Noroeste de Huigra, y en el sitio de San José de Guayabal al Noroeste de la Hoja. Está constituida de lavas andesíticas, riolitas y en pequeña proporción por toba riolítica; se cree que es de edad paleogénica, por encontrarse estas rocas entre las Formaciones Ingapirca (Maestrichtiano) y Biblián (Mioceno Inferior) en la Hoja de Cañar (72). A la Formación Alausí se le considera como que se extiende hacia el Este sobre parte del margen Oeste de la Hoja de Alausí (71), donde no está indicada en dicha Hoja.

Formación Turi (P_{Tu}) (Pleistoceno): En la parte meridional de la Hoja se presenta un área pequeña de los sedimentos de la Formación Turi, que tienen una extensión más grande hacia el Sur en la Hoja de Gualleturo (52).

Terrazas (1-2-3) (Cuaternario): Hay tres niveles principales de terrazas en los alrededores de Bucay, se componen de un material conglomerático poco consolidado, con clastos de roca volcánica redondeados de diámetro que varía de 2-15cm.

Depósitos Coluviales (c) (Holoceno): Están representadas por material conglomerático con clastos andesíticos, diabásicos y basálticos (derivados de la Formación Macuchi), que varían de 5 a 12cm de diámetro en una matriz de arcilla de color café obscuro. La mayor parte del coluvial se halla presente en el Suroeste de la Hoja con un área de aproximadamente 60km^2.

Depósitos aluviales (Holoceno): Estos se encuentran en toda la parte oeste de la Hoja. Están formados por arenas, gravas y arcillas no consolidadas.

Derrumbes: Los derrumbes se han producido con más frecuencia al Sureste de la Hoja y se hallan en continuo movimiento y su topografía presenta ondulaciones poco pronunciadas en el terreno. Los derrumbes son de poca magnitud, cada uno de ellos cubriendo un área aproximada de 400m^2.

INTRUSIVOS

Granito y granodiorita afloran alrededor del Caserío de Azanloma, situado al Noreste de la zona y continúan hacia el Norte en mayor extensión en la Hoja de San Miguel (50). En los alrededores del intrusivo de Azanloma las rocas de la Formación Macuchi han sido afectadas por un metamorfismo de contacto en una extensión pequeña de 2.5km de distancia, en estos intrusivos se tienen la presencia de cornubianitas con una pequeña cantidad de pirita. Cerca de Guanaspata, en la parte oriental de la Hoja, hay un dique de dolerita, cruzando la Formación Yunguilla.

ESTRUCTURA

Las capas de la Formación Yunguilla se notan plegadas con rumbos promedios de N10°W, N20°E, y un buzamiento entre 20° y 65°. Las fallas han sido identificadas en gran parte por fotografías aéreas: las más importantes tienen rumbo NNE-SSW. Una falla grande corre por el Río Chimbo, y se extiende debajo del aluvial. Otra falla parecida pasa unos kilómetros al Sur. Fallas de menor magnitud tienen rumbos E-W, NW-SE y N-S.

HISTORIA GEOLÓGICA

Rocas volcánicas, asociadas con sedimentos, fueron depositadas en grandes espesores durante el Cretáceo como la Formación Macuchi en un arco de islas en agua de profundidad mediana al Oeste del continente. Después la época volcánica se detuvo, los sedimentos de la Formación Yunguilla fueron depositados concordantemente encima de la Formación Macuchi en agua profunda en la parte más superior del Cretáceo. Luego hubo un levantamiento con la intrusión de cuerpos graníticos. Las secuencias estratigráficas y los intrusivos sufrieron tectonismo y levantamiento de la parte andina sobre la cuenca del Guayas; el bloque elevado sufrió erosión, y en el Terciario una gran cantidad de volcánicos fue depositada encima de la superficie, empezando con la Formación Alausí, hasta rocas pleistocénicas en la parte alta de los Andes. Productos de erosión fueron depositados en la cuenca del Guayas y en los valles de los ríos.

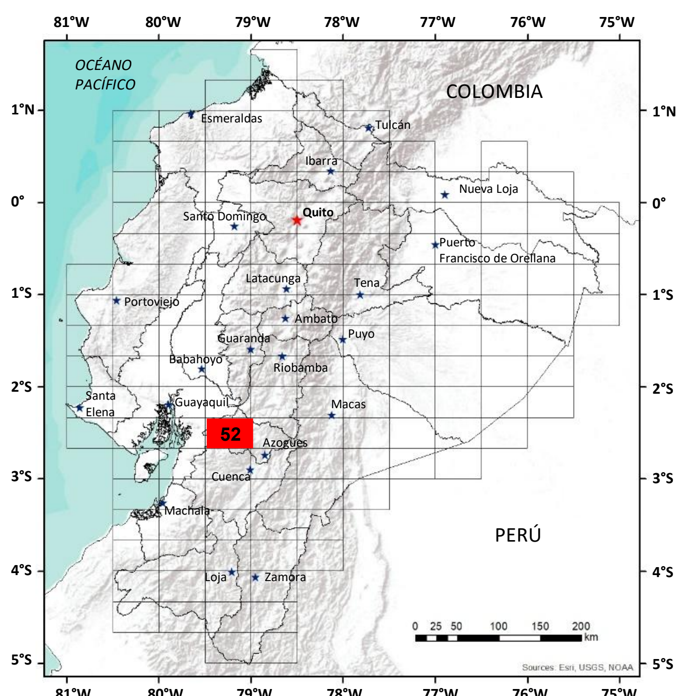
GEOLOGÍA ECONÓMICA

Aunque no hay indicios visibles de minerales metálicos en la región, las investigaciones regionales de geoquímica han indicado la existencia de anomalías de Cu, Pb, Zn. Las rocas de las Formaciones Macuchi y Yunguilla y el aluvial son fuentes de extracción de lastre, para las construcciones de carreteras. Además, la presencia de arena de grano medio a grueso en el aluvial, sirve para la construcción en la zona.

REFERENCIAS

TAKEDA H., CHECA J. & NÚÑEZ I. (1973) Proyecto Chimbo, Estudio Geológico de las Cuencas de los ríos Chimbo y Clima, INECEL. Quito.

TORRES M. & ZUMBA W. (1975) Proyecto Hidroeléctrico Chimbo; Levantamiento Geológico Regional. INECEL. Quito.



HOJA GEOLÓGICA-52
GUALLETURO (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Gualleturo se encuentra ubicada en la parte septentrional del país, en la Cordillera Occidental y la planicie costera; sus alturas van desde los 250 a los 2700 m.s.n.m. Varios caseríos ocupan la zona; "La Troncal" y "Cochancay" se encuentran ubicados en la carretera que va hacia Cuenca. El drenaje se dirige hacia el Océano Pacífico.

GEOLOGÍA

Las rocas volcánicas y sedimentarias varían en edad del Cretáceo al Cuaternario, encontrándose también intrusivos graníticos rodeados por un metamorfismo de contacto bastante amplio.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): Es parte del complejo "diabaso porfirítico" descrito por Sauer (1965) y cambiado de nombre por primera vez en la Hoja de Machachi debido a sus características más sedimentarias. En esta Hoja cubre una gran extensión, teniendo afloramientos a lo largo de la carretera antigua El Gun-Cochancay y la nueva que sube a las minas de Molleturo bordeando el Río Miguir. Las rocas son lavas andesíticas, sedimentos y rocas piroclásticas de variado tamaño granular, con rumbos casi N-S y buzamientos promedios de 40° hacia el Oeste. Alcanza una potencia superior a los 2000m, se le da una edad cretácica.

Formación Silante (K_S) (Cretácico Superior): En el sector de Yabin ubicado en la carretera principal aparecen unos sedimentos finos color violáceo intercalados con areniscas de grano grueso cuya extensión es N-S buzando con 45° hacia el W; cubren un área aproximada de 10km^2 y por su similitud con la Formación Silante del Norte del país se lo ha indicado como tal; no se han localizado otros afloramientos en la zona, tiene una potencia aproximada de 600m, la edad es cretácica superior.

Formación Yunguilla (K_7) (Cretácico Superior; (Maestrichtiano)): Limitando concordantemente con la Formación Silante se encuentra un pequeño afloramiento de sedimentos finos de la Formación Yunguilla, siendo los estratos decimétricos y el tipo de meteorización diferente. Dan el aspecto de que las capas fueron depositadas desde corrientes de turbidez en aguas profundas. En esta Hoja se lo ha ubicado solamente en un sitio (79°10'W-2°28'S), sólo se aprecian unos 200m de potencia siendo que al Norte del país sobrepasa los 2000m.

Formación Turi (P_{Tu}) (Pleistoceno): En esta zona se presenta como una sucesión rítmica de areniscas de grano grueso en una matriz arenácea. Todos los componentes son de origen volcánico procedentes del acarreo de las Formaciones volcánicas aledañas, las capas alcanzan en ciertos lugares hasta 1m de potencia. La dirección de la Formación es hacia el Norte con una leve inclinación al Este. El buzamiento es suave dando un aspecto casi horizontal. La potencia total puede alcanzar los 800m. Se le ha dado una edad pleistocénica.

Formación Tarqui (P_T) (Pleistoceno): Se deposita en forma discordante sobre las capas más antiguas, está compuesta por piroclásticos de rocas volcánicas ácidas y escasas lavas. Tiene una característica alteración a caolín. Se extiende desde el Sur del país cubriendo las partes altas de la cordillera. De acuerdo con dataciones radiométricas se la ha ubicado en el Pleistoceno, alcanza una potencia mayor a los 1000m.

Depósitos Glaciales (gt) (Pleistoceno): Se han podido observar varios depósitos glaciales en algunos ríos de la zona tales como el Cañar, Pucangu y San Javier, sobre los 2500 m.s.n.m.

Depósitos Coluviales (c) (Cuaternario): Los principales se encuentran en los costados de los ríos que forman pendientes fuertes, el material es el mismo de la formación que recubren.

Depósito Aluvial Antiguo (a) (Cuaternario): Varias elevaciones bajas se notan a lo largo de la vía a Machala, contienen material conglomerático en una matriz arcillo-arenosa. Los clastos son de variado tamaño y composición. La potencia aproximada es de 50m.

Depósitos Aluviales (r) (Holoceno): Se encuentran dos tipos de depósitos aluviales recientes; los que se han formado de la erosión de los ríos tales como los del Río Cañar y Río Bulú-Bulú y segundo el gran depósito aluvial indiferenciado de la parte baja sobre la cual se encuentran las principales poblaciones de la zona.

INTRUSIVOS

Las rocas intrusivas predominantes son de composición granodiorítica de grano grueso y compuestas de cuarzo, feldespato y hornblenda o biotita. Se encuentran altamente lixiviadas, se desintegran al contacto en granos individuales. Estas rocas pueden pertenecer a un batolito del cual afloran en la zona las partes apicales.

METAMORFISMO

La serie volcánica-sedimentaria, en algunos sitios silicificada, está metamorfizada de muy bajo grado. Los esquistos de grano más alto pueden ser relacionados con zonas de deformación estructural intensa. Rocas con evidencia de metamorfismo de contacto son más comunes, siguiendo la dirección noreste, asociadas con los márgenes de cuerpos intrusivos expuestos o inferidos.

ESTRUCTURA

Las fallas y pliegues juegan un papel importante en la zona, se observa la desviación de la Cordillera Occidental con una dirección SW, controlada seguramente por una falla que se encuentra recubierta por el aluvial. Otra gran falla controla el Río Bulú-Bulú que desvía a éste en forma de ángulo recto. La serie volcánica-sedimentaria metamorfizada de la zona de Cochancay tiene un rumbo N-S, pero cambia al lado norte del Bulú-Bulú con dirección E-W debido a una falla con esta misma dirección. Los pliegues indican que ha sido una unidad altamente deformada y por la dirección de los buzamientos da la idea de un monoclinal. El Río Cañar también es controlado por fallas de dirección E-W y las estructuras graben interandinas de rumbo N-S. Una serie de fallas perpendiculares forman un sistema de fallas en bloque.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Cretácico se depositaron las rocas volcánicas marinas y los sedimentos marinos a diferentes profundidades. Durante la orogenia Laramídica los sedimentos fueron plegados. Luego se producen las intrusiones ácidas en la zona, con la consiguiente alteración de las rocas aledañas produciendo el metamorfismo de contacto. En el Pleistoceno en cuencas de las partes altas se formaron los sedimentos de la Formación Turi para culminar con los volcánicos de la Formación Tarqui. Por último y debido a la erosión de la Cordillera se encuentran en formación los depósitos aluviales antiguos y recientes que recubren la planicie de la costa.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Varios proyectos se han realizado en la zona, tales como Ger, Cochancay y El Rosario (Naciones Unidas, 1972a, b y c) obteniéndose resultados relativos con respecto a polimetales, sin embargo y debido al acceso dificultoso hay muchas áreas para estudiar aún. La Formación Tarqui es una buena fuente para la obtención del material pétreo y se observan varias canteras junto al carretero. La alteración a caolín de las rocas volcánicas de esta Formación merecería un estudio más profundo. Los depósitos aluviales contienen gran cantidad de arena y grava para construcciones.

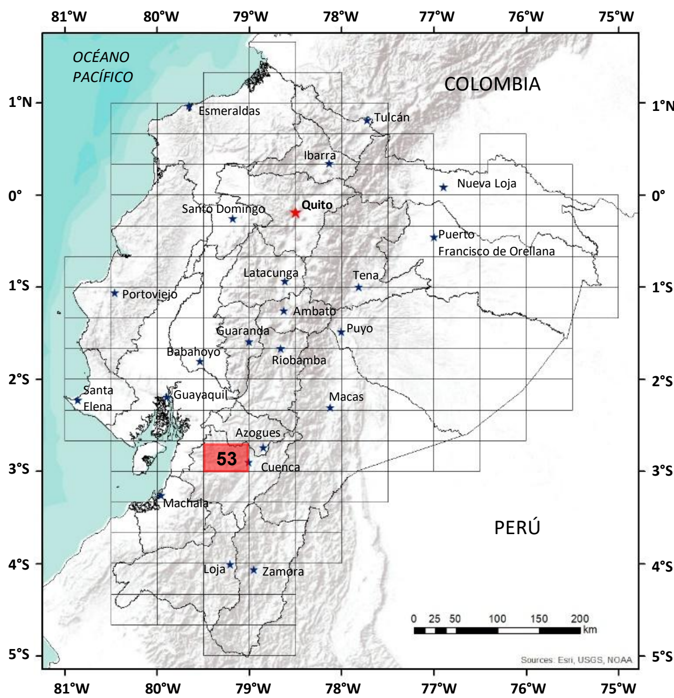
REFERENCIAS

NACIONES UNIDAS (1972a) Prospecto de Ger. Informe Técnico N° 9. Investigaciones de Minerales Metálicos y No-Metálicos (Fase II).

NACIONES UNIDAS (1972b) Investigaciones Geoquímicas y Geológicas entre Cochancay y Joyapal. Informe Técnico N° 10. Investigaciones de Minerales Metálicos y No-Metálicos (Fase II).

NACIONES UNIDAS (1972c) Prospectos de Plata en Puruvín y El Rosario. Informe Técnico N°15. Investigaciones de Minerales Metálicos y No-Metálicos (Fase II)

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-53
CUENCA (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Cuenca está situada en la parte meridional de la Cordillera de los Andes. Cuenca, la tercera ciudad del Ecuador con más de 100000 habitantes, se encuentra en la parte suroccidental de la Hoja, la cual está atravesada por la carretera Panamericana. La topografía varía de 3200 a 600 m.s.n.m., y el drenaje se dirige al Océano Pacífico. La vegetación va de acuerdo a la altitud y la mayor concentración habitacional está en las terrazas y aluvionales de los ríos que forman las planicies de los alrededores de Cuenca.

GEOLOGÍA

Las rocas de la Hoja son volcánicas de edad cretácica a cuaternaria, intruidas en el Oeste por el Batolito de Chaucha. En el Sureste aparece parte de las Formaciones sedimentarias-terciarias de la Cuenca de Cuenca.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): Antiguamente se le agrupaba dentro de la Formación Piñón o Formación Diabasa-porfirítica descrita por Sauer (1965). Estudios recientes han determinado que probablemente la Formación Macuchi ocurre en el flanco oeste de la Cordillera Occidental (Bristow y Hoffstetter, 1977), excluyendo los volcánicos cretácicos continentales del Sur del país que ahora se llaman Formación Celica (ver abajo). En la Hoja de Cuenca, la Formación Macuchi está ubicada en el lado oeste, llegando a una altura de 2800 m.s.n.m., metamorfizada en varios sitios. Debido a su ubicación geográfica, está cubierta por una vegetación espesa, siendo posible encontrar buenos afloramientos sólo en las partes bajas de quebrada y ríos. Está constituida por lavas de composición intermedia, altamente alteradas y cloritizadas; localmente ocurren sedimentos interestratificados, tales como areniscas verdes y lutitas delgadas con buzamientos fuertes al Oeste. En la parte alta encontramos también brechas y tobas. Se calcula una potencia de 3000m en el sector y está cubierta parcialmente en forma discordante por los volcánicos ácidos de la Formación Tarqui.

Formación Celica (K_C) (Cretáceo Superior): De acuerdo con recientes estudios se ha podido determinar un límite aproximado entre las Formaciones Celica y Macuchi, ambas llamadas antiguamente como Piñón, concluyendo que hubo una cuenca volcánica de deposición diferente para cada formación, teniendo la Formación Celica muy poco aporte marino. Está situada en la parte central de la Cordillera de los Andes, constituida por vastas acumulaciones de lavas andesíticas que tienen un espesor de varios miles de metros. Predominan rocas de color verde y en general se presentan en forma homogénea, masiva; localmente se encuentran intercaladas con tobas. Una variedad de texturas se manifiesta, pero todas incluyen material afanítico característico de rocas ígneas de enfriamiento rápido y de origen continental, no marino. La andesita porfirítica está difundida y los fenocristales máficos son diópsido y augita, pero estos están subordinados a los fenocristales andesino-labradorita. En la zona de Cuenca puede alcanzar una potencia aproximada de 2000m, pero al Sur es más potente.

Formación Azogues (M_{Az}) (Mioceno Medio): La Formación Azogues es la que mejor desarrollo tiene en los dos lados del sinclinal de la Cuenca de Cuenca; se extiende desde el Norte de la Ciudad del mismo nombre, hasta desaparecer cerca de la discordancia producida con la Formación Turi. Litológicamente consiste de una arenisca tobácea masiva de grano grueso con intercalaciones de argilitas, arcillas y lutitas. El color visto en la superficie es café claro, pero la roca es gris-verdosa cuando está fresca. Existe un conglomerado de origen ígneo con depositación cruzada en diferentes niveles. Alcanza una potencia aproximada de 300m.

GRUPO AYANCAY (Mioceno Superior-Plioceno)

Formación Mangán (M_M) (Mioceno Superior): La Formación avanza desde el Norte en las cercanías de Ingapirca y desaparece al igual que la Formación Azogues en la discordancia con la Turi y se vuelve a reaparecer en la Hoja de Girón (54) al Sur. Bristow (1973) hizo una división de tres niveles para una mejor descripción; consiste de argilitas, lutitas y areniscas de grano fino, estratificadas en capas de 1m de espesor de potencia. Las arcillas y lutitas tienen una coloración clara, las argilitas son grises, bastante compactas; por lo que asignamos a la sección que aparece en la Hoja de Cuenca como perteneciente al nivel bajo. El contacto con la Formación Azogues es gradacional debido a su semejanza litológica. Son comunes las hojas fósiles, gasterópodos y bivalvos, pero de poco valor para la determinación de edad.

Formación Santa Rosa (Pl_R) (Plioceno): Aflora en la parte Este de la Hoja de Cuenca; litológicamente consiste de arcillas rojizas con lentes de areniscas de grano grueso, color gris, de varios metros de ancho. Los lentes tienen una base plana y un tope convexo, por lo que se deduce que fueron canales rellenados por flujos de lodos. Las arcillas contienen cuarzo y montmorillonita y menor cantidad de caolín y plagioclasa, con lo cual difieren de las arcillas de las Formaciones Mangán y Guapán que son prácticamente montmorillonita pura (Naciones Unidas, 1969a). La Formación Santa Rosa está cubierta por las Formaciones Turi y Tarqui. La estratificación es subhorizontal, alcanza una potencia aproximada de 300m.

Formación Turi (P_{Tu}) (Pleistoceno): Descansa con marcada discordancia sobre las Formaciones antiguas, en este sector aparece la Formación en forma total, observándose la parte basal constituida de conglomerados que forman escarpas, sobre las cuales viene una sucesión de capas guijarrosas, limosas y arenosas. La Formación Turi tiene unos 200m de potencia disminuyendo hacia el Norte. El material conglomerático muestra cambios abruptos en el tamaño de los cantos de acuerdo al buzamiento, la parte alta de la Formación contiene argilitas y areniscas con cierto contenido de bloques angulares. El conglomerado es básicamente de origen volcánico, pudiéndose observar fenocristales de hornblenda y feldespatos en una matriz afanítica de color gris. En ciertos lugares se incluyen capas de tobas cuarcíferas. Troncos fosilíferos han sido encontrados en varios lugares.

Formación Tarqui (P_T) (Pleistoceno): Comprende una secuencia volcánica gruesa, que cubre un gran porcentaje de la parte central de la Hoja. Puede ser dividida en tres unidades estratigráficas: flujos obscuros de grano fino de composición andesítica, sobre éstos yace una secuencia de tobas de composición dacítica y riolítica. Estos piroclastos alternan con flujos delgados de composición similar. La unidad superior está compuesta por flujos de riolita homogénea de grano medio que afloran en la parte alta de los valles formando colinas bajas, bien definidas. La mayoría de las rocas presentan alteración que es el resultado de procesos metasomáticos e hidrotermales.

Tilita (gt) (Pleistoceno): Se encuentran varios depósitos glaciares en la zona pudiendo diferenciarles en dos: los del Norte y Oeste de Cuenca que pertenecen a un depósito contiguo y los de las partes altas asentadas sobre la Formación Tarqui que forman terrenos húmedos y ondulados.

Arcilla Varvada (v) (Pleistoceno): Una pequeña parte de un depósito de arcillas varvadas ocurre en el Este, al Norte de la ciudad de Cuenca.

Travertino (Tv) (Holoceno): Los depósitos de travertino son de gran importancia por la elaboración de cemento, cal, fertilizantes y piedras ornamentales. Se pueden distinguir cuatro tipos: terrazas de hasta 20m de potencia y de varias hectáreas de extensión; capas o "venas de hasta 10m de ancho por 150m de largo; bloques eluviales, incluidos en arcillas residuales; y bloques aluviales de hasta de hasta 10m de alto. La depositación debido a la presencia de calcitas en aguas termales aún continúa en el tipo de terrazas y ha cesado en los otros tres tipos. Se han encontrado huesos humanos y varias conchas en los depósitos, pero se desconoce la edad de los depósitos erosionados.

Terrazas (1-3) (Holoceno): Hay cinco diferentes niveles de terrazas en los alrededores de Cuenca. Están compuestos de material grueso de origen volcánico principalmente, cementados por arenas de diferente granulación. Se les puede considerar como material fluvio-glacial y aluvial antiguo, proveniente de las partes altas de la Cordillera Occidental.

Depósitos Coluviales y Aluviales (Holoceno): Depósitos coluviales se encuentran en las laderas de los valles, muchos de ellos continúan su formación hasta los actuales días, el material difiere de acuerdo con las Formaciones que recubre. Depósitos aluviales existen en los fondos de los valles principales y en pequeñas depresiones aisladas.

INTRUSIVOS

Varios cuerpos han sido localizados en la zona, siendo el de mayor importancia el **Batolito de Chaucha** que cubre unos 200km^2 y sobre el cual se asientan los yacimientos mineros de Chaucha y Molleturo. La composición de los intrusivos varía de intermedio a ácido. Diorita se encuentra en forma de diques y stocks, tienen una coloración verdosa, textura equigranular y se puede ver que los minerales máficos están cloritizados. Granodiorita de grano medio a grueso es el tipo más común y forma casi todo el batolito. Pórfidos cuarcíferos forman varios cuerpos de diferentes dimensiones y la mineralización se encuentra asociada con esta roca. La textura granular está formada por numerosos fenocristales de plagioclasa sericitizada, anfíboles y menor cantidad de cristales de cuarzo subangulares. Pirita y calcopirita se presentan en forma diseminadas.

Metamorfismo de contacto: Las rocas de la Formación Macuchi muestran evidencias de metamorfismo cerca del contacto con el Batolito de Chaucha, especialmente en el margen oriental del mismo. Los afloramientos son raros debido a la espesa vegetación, por lo que las descripciones se las hace en base a rodados y pequeños afloramientos. Se han podido observar esquistos micáceos derivados de los sedimentos de la Formación Macuchi en la base del Río Pita y rodados de metavolcánicos y aún 'gneises' en otros lugares.

ESTRUCTURA

Las Formaciones mesozoicas han sido intensamente plegadas, en pliegues estrechos y lineales de dirección NE. Las Formaciones terciarias se encuentran discordantes sobre las Formaciones más antiguas; se localizan en la cuenca intermontañosa de Biblián-Azogues-Cuenca y forman pliegues sencillos, también de dirección NE. Las Formaciones recientes, predominantemente volcánicas, están dispuestas horizontalmente o ligeramente inclinadas, discordantes sobre las más antiguas. En la Hoja predominan dos sistemas de fallas: fallas longitudinales cuya extensión coincide con la de los Andes, y fallas transversales. Las primeras sirven de límite a las diferentes zonas geotectónicas; las segundas son perpendiculares y controlan la geología localmente.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El límite norte del cinturón metalogénico del Perú y el Sur del Ecuador ocupa la parte occidental de la Hoja de Cuenca. Chaucha (79°28'W-02°56'S) es el principal yacimiento de los pórfidos cupríferos encontrados en el país. La mineralización está asociada con un pórfido cuarcífero en un intrusivo granodiorítico (Naciones Unidas, 1969b). El cuerpo mineralizado más importante está dentro de una zona de alteración, tiene una extensión de 0.5km^2. Los minerales característicos son calcosina, covelina y bornita, la ley varía de 0.6 a 1.5% de Cu. Las reservas probadas son de 55M toneladas con una ley de 0.5% Cu y 0.03% Mo. La mineralización ha sido controlada por dos sistemas de fracturas, NW-SE y NE-SW, pero es de tipo diseminado y de edad post-miocénica. Con base en nuevos estudios actualmente se conoce una zona anomálica de 5km^2.

Al norte de Chaucha se encuentra Molleturo (79°22'W-02°45'S), donde la mineralización es polimetálica (Cu-Pb-Zn), de tipo filoniano. Las vetas se localizan dentro de las andesitas de la Formación Macuchi, genéticamente parecen estar relacionadas con un pequeño intrusivo granodiorítico. Los minerales principales son calcopirita, galena y esfalerita. En Angas (79°35'W-02°50'S) mineralizaciones subeconómicas de sulfuros se encuentran rellenando sistemas de fisuras y zonas de brecha, dentro de las andesitas de la Formación Tarqui.

Caolín ha sido localizado en Bayán, Loma Napo, formado debido a meteorización, o de alteración hidrotermal, de los volcánicos de la Formación Tarqui. Travertinos han sido localizados en Baños y Sinincay, formados debido a la precipitación de calcita de aguas termales. Un depósito de feldespato se encuentra en Patabamba. Materiales de construcción se han localizado, se explotan arcillas, que se utilizan en la elaboración de ladrillos, tejas y orfebrería.

REFERENCIAS

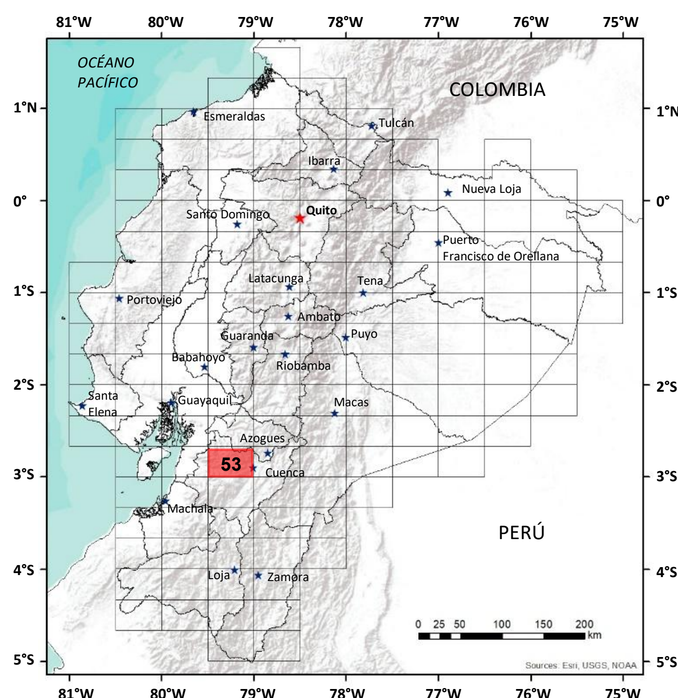
BRISTOW C. R & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International Vol. V, Fascicule 5a 2 Ecuador (2ª Edición). Centre National de la Recherche Scientifique.

BRISTOW C. R. (1973) Guide to the Geology of the Cuenca Basin. Ecuad. Geol. and Geoph. Society.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Quito.

UNDP (1969a) Survey of Metallic and Non-Metallic minerals Technical Report N°1. Coal Investigation (Operation N°1 Cuenca, Biblián, Loja) New York.

UNDP (1969b) Survey of Metallic and Non-Metallic minerals Copper Molybdenum Mineralization, Chaucha, New York.



HOJA GEOLÓGICA-53
CUENCA (2009)

INTRODUCCIÓN

En la actualización de la Hoja geológica Cuenca, se utilizó información existente en la DINAGE y aquella recopilada en el campo a escala 1:50000 conjuntamente por el BGS y la DINAGE durante el levantamiento geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador. La Hoja Cuenca, se encuentra localizada al Sur del país en la parte meridional de la Cordillera de los Andes; al W de la ciudad de Cuenca. La topografía varía entre los 4200 m.s.n.m. y los 1000 m.s.n.m. Los ríos ubicados en la parte W dirigen su drenaje hacia el Océano Pacífico y los de la parte E se dirigen hacia el Oriente. La carretera más importante es la Panamericana que atraviesa la Ciudad de Cuenca, existiendo pocos caminos de segundo orden en el resto de la Hoja. El acceso es posible básicamente a pie o en acémilas. El clima varía desde templado hasta frío de páramos en la Cordillera Occidental con frecuentes precipitaciones pluviales. La mayor concentración habitacional se localiza en las terrazas y aluviones de los ríos al N y W de Cuenca.

LITOESTRATIGRAFÍA

Rocas Metamórficas (JMtiCO): Afloran al SW de la hoja, se extienden desde Molleturo hasta el S de Chaucha y constituyen el complejo basamento metamórfico. Comprenden metasedimentos con filitas cizalladas y esquistos grafíticos, biotíticos y moscovíticos intercalados con psamitas y conglomerados locales, se presentan como inliers controlados por fallas con dirección NE y techos pendientes en el Batolito de Chaucha. El grado metamórfico es bajo, reconociéndose en lugares granate, sillimanita y andalucita (Dunkley y Gaibor, 1997). De acuerdo con Litherland et al. (1994) constituirían el terreno metamórfico Chaucha, compuesto por sedimentos metamórficos tardíos afectados por una orogenia Triásica.

Unidad Pallatanga (KPa) (Cretácico): McCourt et al. (1997). Ocurre entre fallas con dirección NE, en las estribaciones occidentales de la Hoja. Consiste de lavas basálticas en almohadilla, masivas, con algo de hialoclastita y raramente gabro. Hacia el E está en contacto fallado con rocas metamórficas y rocas de la Fm. Río Blanco y al W igualmente en contacto fallado con turbiditas de la Fm. Yunguilla y al S con el Grupo Saraguro. En algunos sectores, los basaltos están tectónicamente intercalados con otras unidades ej. 6709-97015 (Dunkley y Gaibor, 1997). Geoquímicamente, está formada por basaltos oceánicos toleíticos de afinidad MORB que son similares a rocas de la costa, de la F. Piñón (Lebrat el al., 1987). La edad no está determinada, pero la correlación con la Fm. Piñón, implica que es del Cretácico Medio, pre-Senoniana.

Unidad Yunguilla (KY) (Cretácico): Thalmann (1946). Secuencia turbidítica marina, está presente en el extremo NW de la Hoja. Se encuentra en contacto fallado con la Unidad Pallatanga y el Grupo Angamarca. Comprende limolitas laminadas, lutitas y areniscas finas de color gris obscuro. Las areniscas contienen cuarzo deformado y algo de moscovita detrítica. En la vía Cuenca-Jesús María (6717, 97048) hay tobas y areniscas básicas y calizas, y las limolitas y areniscas turbidíticas presentan pliegues de flujo "slump"(Dunkley y Gaibor, 1997). La unidad es Maestrichtiana (Wilkinson 1996; McCourt et al., 1997).

Grupo Angamarca Indiferenciado (PcEAg) (Eoceno): Hughes y Bermúdez (1997). Está presente en un área muy pequeña en el extremo NW de la Hoja. Consiste principalmente de areniscas turbidíticas de grano fino a medio, en capas delgadas a medias, intercaladas con limolitas negras y lutitas. Ocurren intercalaciones de tobas andesíticas y dacíticas. Se encuentra en contacto fallado hacia el SE con las Unidades Pallatanga y Yunguilla. La edad de trazas de fisión da 37.8 ± 3.5 Ma que corresponde al Eoceno Tardío.

Grupo Saraguro Indiferenciado (E-Ms) (Eoceno-Mioceno): Ocurre al SW, a los que se suman pequeños afloramientos al SE de la Hoja. El Grupo Saraguro (Baldock, 1982) fue redefinido por Dunkley y Gaibor (1997) como una secuencia de rocas volcánicas subaéreas, calco-alcalinas, intermedias a ácidas, de edad Eoceno medio-tardío a Mioceno temprano. El Grupo descansa inconformemente sobre o está fallado contra la Unidad Pallatanga y rocas metamórficas. Predominan composiciones andesíticas a dacíticas, pero son comunes rocas riolíticas. Estas rocas han sido termometamorfizadas y alteradas por el batolito de Chaucha.

Formación Ocaña (EO) (Eoceno): Dunkley y Gaibor (1997). Aflora al N de la Hoja en la parte media del Río Patul. Consiste de tobas fuertemente soldadas, dacíticas a riodacíticas junto con brechas y sedimentos volcanoclásticos retrabajados. Al N está en contacto fallado con esquistos. La toba basal contiene lapilli de esquistos. Está sobreyacida por la Unidad Tomebamba y la Fm. Chanlud. La relación estratigráfica de esta Formación con las Unidades Chulo y Filo Cajas es incierta. La Unidad es del Eoceno medio a tardío.

Unidad Chulo (E2Cl) (Eoceno): Dunkley y Gaibor (1997). Aflora en la parte central de la Hoja desde el N de Chulo (6980, 97003) hasta el S de Miguir (6888, 96906). Comprende una secuencia de tobas riodacíticas y riolíticas, brechas, sedimentos lacustres riolíticos bien estratificados y riolitas. Forma el núcleo de una estructura de domo con diques andesíticos. Hacia el N está sobreyacida por la Unidad Filo Cajas y hacia N, E y S por la Unidad Tomebamba y la Fm. Chanlud. Brechas ácidas y tobas afloran entre Chulo y Laguna Totoras (6976, 96930) asociadas con domos riolíticos intrusivos y extrusivos. Su edad es desconocida. Por correlación con las Unidades Filo Cajas y Tomebamba, se le asigna al Eoceno Tardío.

Unidad Filo Cajas (E2-E3FC) (Eoceno-Oligoceno): Dunkley y Gaibor (1997). Forma el escarpe de Filo Cajas (6932, 96967) con buzamiento suave (15°) hacia el NW. Lavas dacíticas afloran en la base, sobreyacidas por una toba dacítica soldada, de más de 100m de espesor, que forma la cima y aflora en el área de las Lagunas Encantadas (6910, 96945). Cerca de la base, la toba contiene abundantes cristales de cuarzo y bloques grandes de lavas andesíticas y dacíticas que alcanzan hasta el 50% de la roca. Está superpuesta por tobas riolíticas y dacíticas con brechas, que afloran entre Filo Cajas y Quinuas (6980, 96990). Su edad es incierta. Sobreyace a la Formación Chulo y está sobreyacida por lavas e intruida por diques de la Formación Chanlud. Se asume que es del Eoceno muy Tardío o del Oligoceno Temprano.

Unidad Tomebamba (E3Tb) (Oligoceno): Dunkley y Gaibor (1997). Aflora en la parte central y occidental de la Hoja en los valles de los Ríos Tomebamba, Chulco y Machángara, al S y E de la región del Cajas. Consiste de tobas masivas andesíticas y dacíticas básicas con lapilli lítico formadas por flujos de ceniza. Contienen cristales de feldespato y anfíbol cloritizados, con escasos o ausentes cristales de cuarzo. Las tobas presentan alteración propilítica con ensamblajes secundarios de clorita, epidota, actinolita, calcita y trazas de pirita. Tienen texturas soldadas y fábricas eutaxíticas. La Unidad Tomebamba descansa sobre la Formación Ocaña y la Unidad Chulo, está sobreyacida por la Formación Chanlud e intruida por diques de ésta última, localmente en contacto transicional, (Laguna Verdecocha, 7048, 96890). La edad en trazas de fisión en zircón es de 34.1 ± 1.3 Ma que corresponde al Oligoceno Temprano (6999, 969188).

Formación Chanlud (E3Cd) (Oligoceno): Dunkley y Gaibor (1997). Está presente en un 35% de la Hoja al NW de Cuenca (entre Sayausi al S y la Presa Chanlud al N). Comprende lavas andesíticas subhorizontales con brechas e intercalaciones menores de sedimentos volcánicos y tobas. Las brechas son autoclásticas, piroclásticas o epiclásticas, las cuales en algunos lugares son volumétricamente más importantes que las lavas. La mayoría de diques son de andesita, tienen dirección ESE y en Patul son radiales. En este sector la Formación alcanza un espesor máximo de 1000 m. En sectores los flujos superiores son dacíticos o riodacíticos, y varios diques son basálticos. La Fm. Chanlud descansa sobre rocas plegadas de la Fm. Ocaña, las Unidades Chulo, Filo Cajas y Tomebamba y está sobreyacida por tobas dacíticas de la Fm. Soldados en el S y toba riolíticas de la Fm. Cerro Caucay en el N. Se asume que pertenece al Oligoceno Temprano.

Formación Río Blanco (E3RB) (Oligoceno): Dunkley y Gaibor (1997). Aflora en una zona amplia, desde Lomo Arquitecto (6844, 96860) al S, hasta Corona de Oro (6740, 97065) al N. En general tiene rumbo NW y buza suavemente hacia el NE. Está expuesta en la ruta Cuenca-Jesús María y alrededor del Río Blanco (6819, 96883). Consiste principalmente de lavas andesíticas feldespáticas con hiperstena y hornblenda, tobas de flujo de ceniza, brechas con intercalaciones de areniscas volcánicas y algunas tobas dacíticas. Está intruida por pequeños cuerpos de meladiorita finogranular. Parte de la Formación fue depositada bajo agua. Al W de la carretera Cuenca-Jesús María, las rocas más antiguas son una secuencia estratificada de limolitas, areniscas, brechas de flujo de masa, tobas que yacieron en el agua y hialoclastitas. Al N de San Pedro de Yumate (6770, 96958) y cerca de Cerro Paredones (6736, 96969) ocurren estructuras en almohadillas poco desarrolladas. Cerca de Río Blanco, la Formación sobreyace en discordancia angular con las rocas plegadas de la Unidad Chulo y al W de Hierba Buena (6709, 97014) descansa sobre la Unidad Pallatanga. Alrededor de las lagunas Yanacocha de Jérez (6863, 96865) y Totorilla (6870, 96863), está sobreyacida por la Fm. Soldados. Por inferencia, la Fm. Río Blanco es del Oligoceno Temprano.

Formación Cerro Caucay (E3CC) (Oligoceno): Dunkley y Gaibor (1997). Aflora en una pequeña ventana (outlier) en el NW de la Hoja en el sector de la Laguna Machángara. Consiste de una gruesa capa subhorizontal de tobas riolíticas de flujo de ceniza, que descansan discordantemente sobre lavas de la Formación Chanlud; tiene texturas vitroclásticas y abundante feldespato, biotita, anfíbol y cuarzo. La Formación buza hacia el NE. Datos del sector Cerro Caucay indican tener un espesor de unos 450m y que en el valle del Cañar está sobreyacida por la Formación Turi. Se conocen dos edades de esta Formación por trazas de fisión en zircón 30.2 ± 1.1 Ma y 27.0 ± 1.0 Ma que corresponden al Oligoceno.

Formación Soldados (N3Ss) (Oligoceno): Dunkley y Gaibor (1997). Dunkley y Gaibor (1997). Presente en la parte central de la Hoja. Consiste de tobas dacíticas de flujos de cenizas, ricas en cristales, subhorizontales o con leve buzamiento. Alrededor de Soldados (6965, 96742) ocurre con unos 300m de espesor y se extiende hacia el NW hasta Miguir (6888, 96906). Al NW de Soldados descansa discordantemente sobre lavas de la Fm. Chanlud, al W sobreyace a la Fm. Río Blanco y al S está sobreyacida inconformemente por la Fm. Plancharumi. La Formación aparece con tres Unidades de tobas de flujo de cenizas, masivas, con diaclasas columnares, sobreyacidas por varias unidades más delgadas. Las tobas, verde pálido-gris o rosa pálido-habano claro, contienen abundante feldespato y cuarzo redondeado, cantidades menores de anfibol y trazas de biotita, están fuertemente soldadas y muy desarrolladas, se preservan texturas vitroclásticas, y fábricas eutaxíticas. El lapilli es clorítico con márgenes difusos. Lapilli y bloques de lava andesítica y dacítica son más gruesos y abundantes en la base de la Formación. Alrededor de la laguna de Jérez (6863, 96860), la Fm. Soldados descansa sobre la Fm. Río Blanco y aflora con megabrechas caóticas, con bloques de hasta 20m de lavas de la Fm. Río Blanco, en la base (inestabilidad al tiempo de erupción). Su edad se atribuye al Oligoceno Tardío ya que en trazas de fisión en zircón es de 29.8 ± 1.2 Ma (6907, 96793).

Formación Plancharumi (E3Pr) (Oligoceno): Dunkley y Gaibor (1997). Se localiza al S de la Hoja y corresponde a una secuencia pobremente litificada de depósitos volcanoclásticos riolíticos y sedimentos fluvio lacustres que afloran al S de Soldados. Descansa discordantemente sobre la Fm. Soldados y a su vez sobreyacida con una discordancia angular por las Formaciones Jubones y Quimsacocha. En el cerro Plancharumi, (6990, 96740) ocurre una secuencia estratificada de hasta 400m de espesor, de tobas de flujo de ceniza blancas ricas en pómez, brechas riolíticas de flujos de masa, areniscas tobáceas, limolitas laminadas y tobas finas blancas. En el tope, hay dos tobas de flujo de color chocolate: La inferior tiene textura vitroclástica, no está soldada y es finamente vesicular, sugiriendo condiciones relativamente húmedas al tiempo de la depositación. La toba superior es vidriosa, densa y extremadamente soldada con una fuerte fábrica eutaxítica (Dunkley y Gaibor, 1997). Los afloramientos al NE de Pimo presentan lavas riolíticas intensamente bandeadas por flujo, están intercaladas con sedimentos y tobas de ceniza fina que contienen abundante lapilli acrecionado que se interpretan como depósitos primarios de caída en aire. La edad de trazas de fisión en zircón es de 25.7 ± 1.1 Ma que corresponde al Oligoceno Tardío.

Formación Jubones (N1Jb) (Mioceno): Pratt et al. (1997). Aflora en una franja al S de la Hoja. Descansa discordantemente sobre las Formaciones Plancharumi y Soldados y está sobreyacida con una fuerte discordancia por la Formación Quimsacocha. Las mejores exposiciones ocurren al S y SE de Pimo (6840, 96690) con alrededor de 200m de espesor de toba riolítica de flujo de ceniza, fuertemente soldada, muy rica en feldespato, cuarzo y biotita. Se extiende hacia el S de los límites de la presente Hoja. Una datación por K/Ar da 22.76 ± 0.97 Ma (Pratt et al., 1997) y otra de trazas de fisión da 23.0 ± 2.2 Ma (Hungerbühler, 1997), lo que sugiere que su edad corresponde al Mioceno.

Grupo Ayancay (N1Ay) (Mioceno): UNDP (1969). Forma parte de la secuencia sedimentaria de la cuenca de Cuenca y aflora al N y S de la ciudad. Es de origen fluvial, compuesta predominantemente de areniscas, lutitas verdes y rojas, y limolitas con escasas tobas, capas de carbón y conglomerados. Este Grupo consiste de las Formaciones Santa Rosa y Mangán (Bristow y Hoffstetter, 1977; Bristow y Parodiz, 1982). Descansa discordantemente sobre el Grupo Saraguro y está sobreyacido por la Formación Turi. Su edad es Mioceno Medio (18-10 Ma), (Hungerbühler, 1997).

Formación Turi (N1Ti) (Mioceno): Erazo (1957). Comprende rocas sedimentarias fluviales confinadas a la cuenca de Cuenca. Al SW de Turi (7215, 96768) consiste de conglomerados andesíticos gruesos y brechosos, pobremente litificados y horizontalmente estratificados, de más de 300 m de espesor, intercalados con areniscas tobáceas de color pálido y limolitas tobáceas. Descansa discordantemente sobre el Grupo Saraguro y está sobreyacida por la Formación Quimsacocha. Fue considerada del Plioceno (Bristow y Parodiz, 1982), pero nuevas dataciones de trazas de fisión (Steinmann, 1997) indican una edad del Mioceno Tardío (8-9 Ma).

Formación Turupamba (N1Tp) (Mioceno): Pratt et al. (1997). Afloran en dos pequeñas áreas al S de la Hoja (6895, 96684 y 6826, 96684). Hacia el S la Formación es extensa y comprende tobas y tobas retrabajadas ácidas con lapilli de pómez, cristales de cuarzo y fragmentos de carbón (Pratt et al., 1997). Sobreyace a la Formación Turi y probablemente esta post datada por la Formación Quimsacocha.

Formación Quimsacocha (N1Qs) (Mioceno): Pratt et al. (1997). Ocurre en la parte Sur - central de la Hoja y se extiende hacia el S, donde toma su nombre del edificio volcánico erosionado de Quimsacocha (Pérez, 1990). Consiste de lavas y brechas andesíticas que buzan radialmente hacia fuera de la caldera de Quimsacocha. Las rocas son de color gris-verde obscuro y porfiríticas con microfenocristales de plagioclasa y anfíbol acicular. La Formación sobreyace discordantemente al Grupo Saraguro (Formaciones Plancharumi y Jubones) y a la Formación Turi. Su edad exacta en el Mioceno es incierta.

Formación Tarqui (N1Tq) (Mioceno): UNDP (1969). Ocurre en el SE de la Hoja, al SW de Cuenca. Comprende tobas ácidas, blancas y rojas, pobremente consolidadas e intensamente meteorizadas y caolinizadas que cubren todas las unidades más antiguas del área. Es característica la presencia de abundantes cristales euhedrales bipiramidales de cuarzo; se encuentran en pequeñas oquedades residuales en la superficie. Las tobas de esta Formación están bien expuestas en los puntos (7154, 96742) y (7086, 96714). Debido a la intensa meteorización se hace difícil reconocer la naturaleza original de los depósitos, estos incluyen tobas masivas y en capas con contenidos remanentes de lapilli de pómez. Se la considera del Mioceno Superior con 6.3 ±1.0 Ma (Hungerbühler y Steinmann, 1996).

Depósitos Cuaternarios: Se presentan como **Aluviones (QA)** en todos los valles de los ríos y cubren grandes superficies en la cuenca de Cuenca. **Terrazas aluviales (QT)** ocurren en los alrededores de Cuenca, compuestas de material grueso de origen volcánico, cementados por arena y se las considera como material fluvio-glacial y aluvial antiguo. **Depósitos Coluviales** y derrumbes se encuentran en las laderas de los valles, el material difiere de acuerdo a las Formaciones que las recubre.

ROCAS INTRUSIVAS

Varios cuerpos intrusivos ocurren en la zona que cubren varias decenas y centenas de kilómetros cuadrados, siendo el de mayor importancia el Batolito de Chaucha que aflora al SW de la Hoja, alrededor de Chaucha, y Carmen de Pijilí al W. Consiste de granodiorita y tonalita con biotita – hornblenda. Este intruye rocas metamórficas, las Unidades Pallatanga y Yunguilla y el Grupo Saraguro. La roca principal constituye la tonalita (Misión Belga, 1986) con la presencia de stocks jóvenes de cuarzo diorita o dacita porfídica las cuales intruyen la tonalita y se cree que están relacionados a la mineralización porfídica. Se conocen dos edades K/Ar de 9.77 ± 0.29 Ma (Müller–Kahle y Damon, 1970) y 12 ± 0.6 Ma (Snelling, 1969). Hacia el N, cuerpos lineales de rocas granodioríticas con biotita – hornblenda están intruidos en el contacto entre la Unidad Pallatanga y las rocas metamórficas. Dioritas con hornblenda de grano medio a grueso, ocurren linealmente al E de las granodioritas. La mayor aflora en Molleturo y se extiende al N hasta el Río Patul. Un pequeño cuerpo de cuarzomonzonita con feldespato de K está asociado con esta diorita (6870, 96920). Stocks y grandes sills de diorita con hornblenda ocurren en el N; una de esas intrusiones (7189, 97429) dio una edad por K/Ar de 7.59 ± 0.35 Ma. Domos intrusivos subvolcánicos de riolita, y sills son comunes dentro del Grupo Saraguro. Sills grandes de melanodiorita y diques de andesita intruyen la Formación Chandul y dioritas de grano fino intruyen la Formación Río Blanco con la cual fueron probablemente contemporáneas.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Diversas fallas dominan la parte estructural del área. Desde el punto de vista regional, las direcciones principales son NE-SW a NNE-SSW. Localmente, predominan fallas paralelas (anastomosadas) con direcciones NW-SE, en menor escala NE-SW y muy pocas con E-W y N-S. Algunas de estas fallas (Multitud, Bulubulu) marcan los límites entre varias unidades litoestratigráficas. "Al W de Cuenca, el Grupo Saraguro está intensamente fracturado por fallas NW-SE e intruido por una multitud de diques con la misma orientación. Este tren de fracturas puede ser una característica relativamente superficial, representando cizallas Riedel formadas en la cobertura en respuesta a movimientos dextrales de deslizamiento de rumbo a lo largo de fallas fundamentales NE-SW." (Dunkley y Gaibor, 1997).

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la superficie de la Hoja Cuenca se encuentran catastradas 147 áreas mineras (2001/10), para minerales metálicos y no metálicos. En general, gran parte de esta Hoja hasta hoy ha sido inexplorada, y solo ciertas áreas han sido investigadas por Compañías privadas. Se enumeran los prospectos y áreas de mineralización más conocidos. DINAGE cuenta con resultados de geoquímica de exploración a lo largo de la Cordillera Occidental de la cual se obtiene una valiosa información relacionada con la mineralización dentro de esta Hoja.

MINERALES METÁLICOS

Chaucha. (79°28'W, 02°56'S), yacimiento porfídico de Cu-Mo evaluados por OMRD del Japón. ***Mineralización Polimetálica de Angas.*** Anomalías de Zinc en sedimentos fluviales descubrieron la mineralización en la parte alta de Angas [6870, 96810] (UNDP, 1969). ***Prospecto Epitermal de Au-Ag en Río Blanco***. Ubicado en el Río Canoas [6819, 96883]. ***Anomalías de Mercurio y Oro en la Formación Plancharumi.*** Au, Hg, Sb y As. Hg aparece en el Río Bermejos y la Quebrada Trigo Loma [6980, 96711]. ***Oro en el Río Soldados.*** Varias anomalías geoquímicas de Au ocurren en sedimentos fluviales del Río Soldados y Au visible se encuentra en los concentrados de bateas sin conocerse su fuente. ***Polimetálicos en el sector San Felipe de Molleturo.*** Se presentan en vetas y vetillas de cuarzo con contenidos de pirita, calcopirita, enargita, bornita, covelina, malaquita, galena y esfalerita (UNDP). Vetas de cuarzo con sulfuros de Cu, Pb, Zn ocurren en Chaupiurcu [6794, 96976]. ***Mineralización de Cu-Mo en Miguir.*** Calcopirita y molibdenita diseminadas ocurren en las rocas volcánicas cornubiatizadas y silicificadas al W del puente de Miguir [6888, 96905]. ***Vetas de cuarzo en el área Miguir-Cerro Negro- Filo Cajas.*** Ocurren entre Cerro Parco [6865, 96914] y la Quebrada Cerros Negros [6874, 96940]. ***Mineralización en las cabeceras del Río Patul.*** Finas vetas de cuarzo y débil alteración hidrotermal ocurren al W de la Laguna Sisarín [7002, 97012]. ***Zonas mineralizadas de la Formación Chanlud.*** Zonas con alteraciones hidrotermales ocurren al SE de la represa Chanlud [7224, 96995] [7200, 96969] y [7184, 96980] en el valle de Chulo.

MINERALES NO METÁLICOS

Caolín. Es minado en tobas de la Formación Tarqui [7078, 96738]. ***Travertino*** en la mina Santa Rosa [7246, 96945], depósitos de carbonatos localizados entre los sedimentos de la cuenca de Cuenca y las lavas y tobas del Grupo Saraguro. ***Materiales de construcción*** se explotan en sectores aledaños a Cuenca, ***arcillas***, utilizadas en la elaboración de ladrillos, tejas y orfebrería. ***Grava y arena*** en el sector del Cajas y en depósitos aluviales de ríos aledaños a Cuenca. ***Rocas duras para agregados*** se extraen de tobas dacíticas- andesíticas de la Unidad Tomebamba [7023, 96932] en la carretera al parque de Cajas.

REFERENCIAS

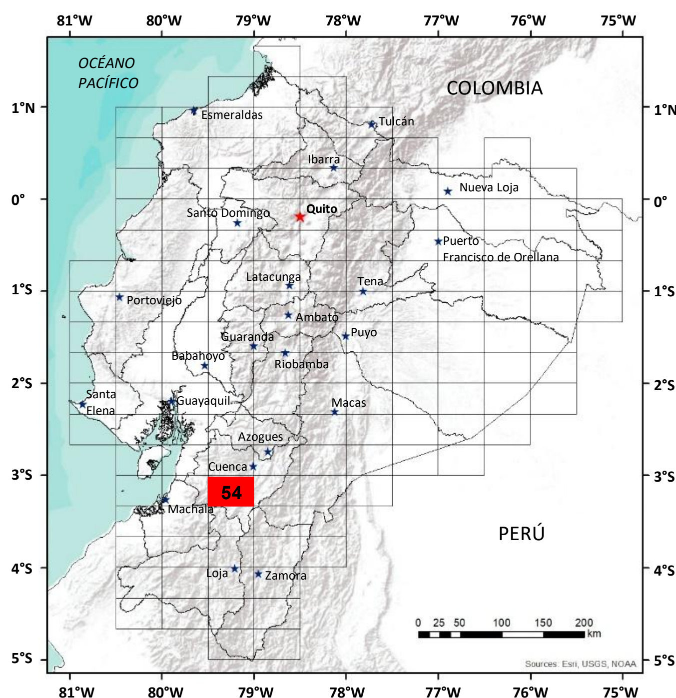
BALDOCK J. W (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1.000.000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito, 54 pp.

CODIGEM, BGS & CONSULTORES INDEPENDIENTES. (1997) MAPA GEOLÓGICO DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR ENTRE 2°-3° S. Escala 1:200000

DGGM (1980) Hoja Geológica Cuenca No.53 edición provisional.

DUNKLEY P. N. & GAIBOR A. (1997) Informe No.2, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica: Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 2-3°S. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador.

DUQUE P. (2000) Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador. Impresora Flores, Quito, 75 pp.



HOJA GEOLÓGICA-54
GIRÓN (1974)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Girón cubre parte de la Cordillera Occidental, encerrando los valles de Girón y Santa Isabel, al sur-oeste de Cuenca en la Provincia del Azuay. La región es montañosa, con un rango de altitudes que van desde los 700m a los 4179 m.s.n.m. El drenaje se dirige hacia el Océano Pacífico, con excepción del Río Tarqui cuyas aguas corren hacia la Cuenca Amazónica. El período de lluvias más fuertes va de octubre a mayo. La carretera Panamericana cruza el lado oriental y la derivación que se dirige a Machala pasa por Girón y Santa Isabel. Otros caminos se vuelven intransitables durante la estación lluviosa.

GEOLOGÍA

Las rocas en el área de Girón son principalmente de origen volcánico, aunque también se encuentran pequeños afloramientos de metamórficos al noroeste y un intrusivo microtonalítico. En Cumbe afloran sedimentos del Cretáceo Superior y también hay sedimentos del Mio-Plioceno y Pleistoceno.

Rocas metamórficas (V) (Varístico): Cuarcita y esquisto biotítico afloran en el valle del Río Pucul (705-630). Estos fueron observados in situ únicamente en dos localidades, pero la presencia de bloques grandes aislados indica un probable subafloramiento. Lentes de cuarzo se encuentra en la cuarcita y a lo largo de las superficies de foliación en los esquistos biotíticos. La pirita es común en las cuarcitas como mineral accesorio. El rumbo de la foliación es NE-SW con buzamientos que van desde verticales hasta 70° al Este.

Formación Piñón (K) (Cretáceo): Descansa discordantemente sobre las rocas metamórficas al Noroeste. Pequeñas bolsadas internas se encuentran al Norte de Pedernales y a lo largo de los ríos San Francisco y Jubones. La Formación Piñón consiste de piroclásticos andesíticos y lavas, comúnmente de color verde. Los piroclásticos carecen de estratificación y son generalmente disgregados y desmenuzables.

Se desconoce el espesor de estos volcánicos, pero se estima en 1000m.

Formación Yunguilla (K_7) (Cretáceo Superior): Aflora en las cercanías de Cumbe y se extiende hacia el Norte dentro del área Cuenca-Azogues. Es una secuencia marina que consiste de capas delgadas de areniscas cafés con franjas más pequeñas de arcilla, las cuales pasan en secuencia hacia arriba con arcillas finamente laminadas de color morado a violeta y areniscas delgadas subordinadas. Localmente mantos delgados interestratificados de andesitas o derrames contemporáneos de lava, se encuentran paralelos a la estratificación. La Formación Yunguilla tiene alrededor de 1500m de espesor y buza al Noroeste, excepto donde el fallamiento ha invertido el buzamiento.

Ostrácodos no especificados de una muestra recogida por el Instituto Francés del Petróleo dieron a la formación una edad Maestrichtiana (I.F.P., 1970), esto se confirma con evidencias encontradas en la Hoja de Azogues.

Formación Saraguro (E) (?Eoceno): Consiste de una sucesión volcánica de piroclásticos ácidos, aglomerados andesíticos, ignimbritas y lavas andesíticas y riolíticas.

Las lavas andesíticas presentan una textura afanítica. En láminas delgadas se observan microfenocristales de oligoclasa-andesina y residuos de minerales máficos suspendidos en una matriz de grano fino de feldespatos, cuarzo y minerales máficos alterados con magnetita como accesorio. Las lavas riolíticas presentan estructura fluidal bandeada (999-422) o notoria disyunción columnar (728-327). Las tobas por lo común se encuentran bastante meteorizadas y son desmenuzables. En la parte superior del valle de Girón un risco que se tiende en dirección ENE tiene un núcleo central de andesita piroxénica flanqueado por tobas y aglomerados. Al Sur-oeste, a lo largo del Río Jubones, la Formación Saraguro es subhorizontal y descansa discordantemente sobre la Piñón.

Su espesor es del orden de los 1000m. Se desconoce la edad de la Formación, pero se cree que corresponde al Eoceno.

Grupo Ayancay (M-Pl) (Mio-Plioceno): En el área de Azogues es posible diferenciar dos Formaciones del Grupo Ayancay, lo cual no es posible en el área de Girón.

Al Noreste de Girón el Grupo Ayancay consiste de areniscas y limolitas con algo de conglomerados en la base, las cuales pasan hacia arriba a conglomerados con areniscas delgadas. Los conglomerados varían en espesor de 0.5-3m y están compuestos por bloques tobáceos multicolores. Las areniscas son de color rojo a blanco-cremoso, con granos de cuarzo, feldespato y fragmentos volcánicos de mediano tamaño. Al Suroeste de Girón, los sedimentos Ayancay pueden ser rastreados en forma continua tan lejos como se halla el contacto occidental con la Formación Saraguro y consisten de una sucesión de arcillas y areniscas entre rojas y blancas. Los conglomerados, aunque raros, afloran al Este de Santa Isabel en la base de la sucesión y al Oeste de Santa Isabel en la cima. Al Noreste el grupo tiene un espesor del orden de los 2600m, pero al Sur de Santa Isabel se reduce a 180m. El afloramiento del valle de Girón es controlado por fallas. Dentro del área de Girón, el Grupo Ayancay no es fosilífero, con excepción de una *Corbícula sp.*, pero es probablemente de edad Mio-Pliocénica.

Formación Turi (P') (Pleistoceno): Yace en discordancia angular sobre el Ayancay. Esta Formación consiste de areniscas y conglomerados. El último se compone de bloques de lavas andesíticas y tobas; y el primero, de granos angulares de albita, andesina, anfíboles y cuarzo en una matriz de grano fino de feldespato, anfíboles, cuarzo, biotita y vidrio volcánico.

Formación Nabón (P'') (Pleistoceno): Ocupa la Cuenca de Nabón al Sureste del área. Se distinguen tres miembros en esta Formación; un miembro basal formado por tobas estratificadas, las cuales pasan en forma concordante a sedimentos, que a su vez pasan a tobas estratificadas y aglomerados.

Los estratos de toba de la base descansan discordantemente sobre la Formación Saraguro. Consisten en tobas de grano fino, de color rosadas a blancas y capas de lapilli. En varios lugares se encuentran fragmentos de rocas metamórficas, esquisto biotítico y cuarzo de vetas. Estos estratos al Este del Río León tienen aproximadamente 40m de espesor. Los sedimentos (130m de espesor) se hallan constituidos por conglomerados guijarrosos, areniscas, limolitas, arcillas y diatomitas. Los conglomerados guijarrosos contienen fragmentos de volcánicos. Las areniscas son café-obscuras a rojas dependiendo de la proporción de óxido de hierro que contenga. Son de grano grueso a medio con constituyentes minerales bastante redondos de granos de cuarzo, feldespato y fragmentos volcánicos. Las limolitas son similares en composición. Las arcillas son café-claras a obscuras, finamente laminadas y contienen una flora bien preservada de hojas y hierbas. Las diatomitas afloran en capas de no más de 0.3m de espesor.

Los sedimentos pasan arriba a tobas estratificadas y aglomerados con aproximadamente 160m de espesor. Las tobas son andesíticas de grano fino a medio y con colores de café a blanco. Los aglomerados consisten de bloques redondos de toba andesítica y lava.

La Formación Nabón se encuentra suavemente plegada, conformando un sinclinal cuyo eje se hunde hacia el NNE. Pliegues más pequeños se encuentran al extremo occidental del sinclinal.

Formación Tarqui (P''') (Pleistoceno): Descansa sobre las tobas, aglomerados y sedimentos de la Cuenca de Nabón, pero está separada de la Turi por una pequeña discordancia angular. El espesor de esta Formación ha sido estimado por Goossens (1972) en cerca de 1000m. Las partes inferiores de la Formación Tarqui, se encuentran estratificadas pero la parte superior es masiva. Generalmente los estratos se inclinan suavemente hacia el Este.

Intensa actividad hidrotermal ha convertido localmente a los volcánicos Tarqui en caolín, el cual es explotado en Tinajillas (190-500). La disyunción columnar es prominente (197-525) indicando posiblemente ignimbritas.

La Formación Tarqui consiste principalmente de una sucesión monótona de material piroclástico, aunque también se hacen presentes derrames de lava andesítica entre las tobas y aglomerados. En láminas delgadas, las tobas andesíticas y aglomerados presentan fenocristales de andesina, grano de anfíbol, cuarzo y vidrio volcánico. En el prospecto de San Fernando, una fuerte silicificación ha afectado a los volcánicos.

Una datación por carbón-14 de 24900 ± 1200 años antes del presente se ha obtenido de un trozo de madera incluido en los volcánicos Tarqui (UNDP, 1969a) pero a esta imagen se la considera demasiado joven y se necesitarán datos adicionales para aclarar esto.

Depósitos Superficiales (Holoceno): Depósitos aluviales se encuentran en el valle del Río Tarqui constituyendo el piso de un lago antiguo y en el Río Rircay al Este de su confluencia con el Jubones. En el páramo, pequeños depósitos aluviales se encuentran a lo largo de algunos ríos grandes.

En la parte superior del valle de Girón, al Este y Oeste de Filo de Masta, los depósitos coluviales consisten de una mezcla de bloques redondos y angulares, arenas y arcillas sin estratificación y con espesores de hasta 50m.

INTRUSIVOS

En el Río Naranjo, al Norte de Santa Isabel, se encuentra un intrusivo microtonalítico. Se desconoce su relación con la Formación Saraguro suprayacente, pero se cree que es más antigua que ésta. Es una roca de grano fino a medio que contiene andesina zonada y poca hornblenda, con abundante cuarzo intersticial, albita y ortoclasa subordinada.

En la Formación Yunguilla se encuentran mantos interestratificados o derrames contemporáneos de andesita de no más de 1m de espesor. Un dique andesítico de 7m de espesor corta la Formación Saraguro al Noreste de Pachacmama (734-325) formando una zona de contacto de 10cm de ancho.

HISTORIA GEOLÓGICA

La deposición de los volcánicos de la Formación Piñón empezó en tiempos cretáceos, en un basamento de rocas metamórficas. Esto fue seguido por una transgresión marina en tiempos del Maestrichtiano depositándose la Formación Yunguilla. La sedimentación cesó al fin del Cretáceo con la Orogenia Laramídica, la cual levantó la zona Andina y formó las depresiones falladas. La erosión ocurrió seguida por la deposición de la Formación Saraguro en el Eoceno. Durante el Mio-Plioceno, la erosión de esta última Formación acumuló sedimentos en las depresiones para formar el Grupo Ayancay. Plegamientos y levantamientos en la Orogenia Cascadiana, al fin del Terciario, produjeron la erosión del Grupo Ayancay. La deposición y erosión de la Formación Turi tuvo lugar en el Pleistoceno y al mismo tiempo ocurrió una pequeña actividad volcánica en la Cuenca de Nabón, produciendo capas de tobas en la base y en la cima de secuencia sedimentaria. Luego se formaron los potentes piroclásticos de la Formación Tarqui. El levantamiento y erosión de la cadena Andina en el Pleistoceno dio origen a la topografía actual.

ESTRUCTURA

El plegamiento en el área tiene un eje NNE. La Formación Yunguilla está inclinada al Noroeste con buzamientos moderados, aunque no han sido reconocidos los ejes de pliegues. La Formación Saraguro, en los alrededores de Yarigzagua, se encuentra plegada y forma un sinclinal que suavemente se hunde hacia el Norte; al Oeste del Río León probablemente hay otro sinclinal, pero únicamente el flanco oriental se encuentra expuesto. El Grupo Ayancay al Sur de Santa Isabel está plegado formando un sinclinal asimétrico cuyo flanco oriental presenta buzamientos muy fuertes.

La Formación Turi buza suavemente hacia el occidente, excepto entre Girón y el Nudo de Portete donde los buzamientos son más fuertes. La Formación Nabón está plegada y forma un sinclinal que se hunde suavemente con dirección Norte.

Hay dos direcciones preferenciales de fallas, la una con rumbo NE-SW y la otra NW-SE. La primera es más importante e incluye la Falla del Río Girón a lo largo de los valles Girón y Rircay. El fallamiento posterior se realizó en la segunda dirección.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

EL **yeso** se encuentra en el Grupo Ayancay, en el área de Santa Isabel y en la Formación Nabón. Al Oeste de Santa Isabel se conocen trabajos antiguos para explotar **oro**, pero las vetas de cuarzo de las cuales se dice que se extraía el mineral son muy irregulares. El **uranio** en la forma de fosfato de calcio de uranio ha sido reportado de un prospecto (132-596), pero el depósito es muy pequeño y nada económico.

El **caolín** se encuentra en Tinajillas (190-500) y Socorro (176-602) (UNDP, 1969b). En el primero se estimó una reserva de 700000 toneladas métricas y actualmente este depósito es trabajado irregularmente. Para el depósito Socorro se calculó en 26000 toneladas métricas sus reservas, pero la calidad de caolín no es apropiada para la industria de cerámica. En la Quebrada del Salado se conoce la existencia de **travertino** (121-575), pero se cree que las reservas son muy pequeñas. Durante un reconocimiento regional geoquímico (UNDP, 1969c; Goossens, 1972) se encontró un depósito de sulfuro de hierro en San Fernando; se hallaron valores de más de 650ppm en Zn y se realizó el mapeo detallado, geofísica y la perforación de 16 pozos. El sulfuro de hierro como pirita y marcasita es el material más común; se encuentra en lentes de más de 4.6m de espesor. También se observó estibina, esfalerita, galena y sulfuro natural, pero ninguno en cantidades económicas. Se conoce una veta delgada de **carbón** en la Cuenca de Nabón (156-325).

Abastecimiento de agua: En el área, la mayoría de los pueblos tienen tubería de abastecimiento de agua desde tanques situados en los terrenos más altos. Los ríos generalmente fluyen perennemente puesto que se originan en los terrenos altos del páramo.

REFERENCIAS

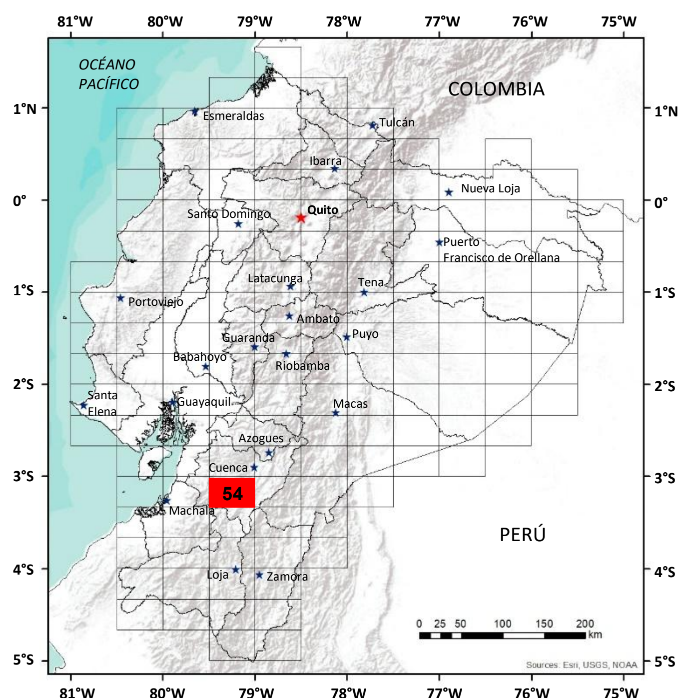
GOOSSENS P. J. (1972) An exhalative volcanic Iron Sulfide Stratabound Deposit near San Fernando, Azuay Province, Ecuador. Econ. Geol. Vol. 67, No. 4, pp. 469-480.

INSTITUTO FRANCÉS DEL PETRÓLEO (1970) Formaciones Sedimentarias de la Sierra Tectónica Andina en el Ecuador. Dir. Gen. Geol. Minas. Quito.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969a) Coal Investigations (Operation No. 1, Cuenca-Biblián and Loja). Technical Report No. 1. Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals. U.N.D.P. New York-Quito.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969b) Clays and Travertine (Operation No. 3, Cuenca). Technical Report No. 3. Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals. U.N.D.P. New York-Quito.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969c) Exploration and Preliminary Evaluation of Metallic Mineral Deposits (Operation No. 5 Austro). Technical Report No. 5. Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals. U.N.D.P. New York-Quito.



HOJA GEOLÓGICA-54
GIRÓN (2005)

INTRODUCCIÓN

En la actualización de la Hoja geológica No. 54 Girón, se utilizó información preexistente de la DINAGE y otra recopilada en el campo a escala 1:50000 por personal del BGS y la DINAGE, durante el levantamiento geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador. Esta Hoja se encuentra localizada al S del país, al SO de Cuenca. La topografía varía desde los 700m.s.n.m. hasta los 4179 m.s.n.m. El agua es drenada hacia el Océano Pacífico a través de los Ríos Jubones y Tenguel excepto el Río Tarqui que se dirige hacia la Cuenca Amazónica. La carretera Panamericana cruza al E de la Hoja de N a S, y el ramal Cuenca-Machala une las poblaciones de Girón y Santa Isabel. Algunos caminos de segundo orden en el resto de la Hoja son únicamente de verano. El clima varía de templado a frío de montaña y páramos en la Cordillera Real, con épocas de lluvias de octubre a mayo. La vegetación está condicionada por el clima, la humedad y la altura. La mayor concentración poblacional se localiza básicamente cerca de las principales vías carrozables.

LITOESTRATIGRAFÍA

Rocas Metamórficas (M): Se presentan al NO de la Hoja, en San Pablo de Cebadas. Constituyen parte de un basamento metamórfico de grado generalmente bajo (descrito al S de Chaucha por Dunkley y Gaibor, 1997). Más hacia el S, en el Mapa Geológico de la Cordillera Occidental entre 3-4°S son interpretadas como la continuación del Complejo Metamórfico El Oro (Aspden et al., 1995; Feininger, 1978). Estas rocas constituirían el terreno metamórfico Chaucha, compuesto por sedimentos metamórficos afectados por una orogenia Triásica (Litherland et al., 1994). Comprenden metasedimentos con filitas cizalladas y esquistos grafíticos, biotíticos y moscovíticos. Ocurren en contacto fallado con rocas de la Unidad Pallatanga al O y del Grupo Saraguro al E.

Unidad Pallatanga (K_1Pa) (Cretácico): McCourt et al., (1997). Aflora entre fallas con dirección NE y N-S en el extremo NO de la Hoja. Consiste de basaltos oceánicos toleíticos (MORB) y hialoclastitas de color azul-verde similares a rocas de la Formación Piñón (Lebrat et al., 1987), en algunos sectores presentan alteración hidrotermal pervasiva, ricas en epidota, clorita, calcita y pirita diseminada. Hacia el E se halla en contacto fallado con rocas metamórficas y rocas del Grupo Saraguro, mientras que hacia el O su contacto también es fallado con rocas del Grupo Saraguro y rocas volcánicas de la Formación Las Trancas. Su edad es considerada Jurásica?-Cretácica Temprana (Woods, 1997). La correlación con la Formación Piñón implica que es del Cretácico Medio, pre-Senoniana (McCourt et al., 1997).

Unidad Yunguilla (K_6Y) (Cretácico): Thalmann (1946). Está presenta en el extremo NE de la Hoja en el sector de Cumbe. Es una secuencia turbidítica marina con areniscas y franjas de arcilla, infrayacente a la Formación Quingeo al NO y a las rocas del Grupo Saraguro al S y al E. La secuencia turbidítica sobrepasa el 1.5km de espesor y ha sido datada como Campaniana?-Maestrichtiana en base a diversas asociaciones de fósiles (Woods, 1997).

Unidad Sacapalca (E_1E_2Sa): Pratt et al. (1997). Presente al E del Sistema de Fallas Girón. Antiguamente considerada como restringida al graben Catamayo (Kennerley, 1973; DGGM, 1975a y mapeada como Formación Saraguro, pero hoy interpretada como que continúa hacia el N. Comprende lavas andesíticas, brechas tobáceas, conglomerados, lutitas lacustres y tobas dacíticas esparcidas. Dataciones han sido realizadas en el S del país, lejos del área de estudio; en trazas de fisión da 66.9 ± 5.8Ma (Hungerbühler, 1997). Andesitas (6828-96202) en el tope de la Unidad dan una edad de trazas de fisión del Oligoceno Tardío (24 ± 1.8 Ma) que puede ser un reajuste causado por una cercana intrusión ígnea (Pratt et al., 1997).

Formación Quingeo (E_2N_1Q) (Eoceno-Mioceno Temprano): Hungerbühler y Steinmann (1996). Ocurre al NO de Cumbe (7201-96605) (Pratt et al., 1997), aparentemente sobreyace a la Unidad Yunguilla en contacto transicional. Comprende una secuencia de areniscas rojas, limolitas y lutitas fuertemente bio-turbadas y socavadas. La edad de la parte más baja es probablemente Maestrichtiana (Woods, 1997). Sin embargo, la evolución de la cuenca de Quingeo fue asignada dentro de una edad Eoceno-Mioceno Temprano por Steinmann (1997).

Grupo Saraguro (E_3N_1S) (Eoceno Tardío): Dunkley y Gaibor (1997). Ocupa la mayor parte de la Hoja. Consiste principalmente de tobas soldadas de flujo de ceniza de composición dacítica a riolítica, lavas andesíticas, material volcánico retrabajado y rocas sedimentarias. Este Grupo disminuye su espesor hacia la Cordillera Real. Al E del Sistema de Fallas Girón, alrededor de Oña, el espesor es menor a 1km. La edad más antigua para el Grupo es de 38 Ma (Eoceno Tardío) (Dunkley y Gaibor, 1997). La mayor parte del Grupo Saraguro en esta Hoja se halla indiferenciado, pero se reconocen las siguientes cuatro Unidades litológicas: Formación Las Trancas, Formación Plancharumi, Formación Jubones y Formación La Paz.

Formación Las Trancas (E_3LT) (Eoceno): Pratt et al. (1997). Está presente en el extremo NO de la Hoja. Constituida por tobas de lapilli líticas, andesíticas y dacíticas, brechas tobáceas, conglomerados, lutitas rojas y areniscas. Son comunes fragmentos metamórficos de esquistos, gneises y moscovita. Sobreyace estratos más antiguos del Grupo Saraguro hacia el O y rocas de la Unidad Pallatanga hacia el E.

Formación Plancharumi (E_3Pr) (Oligoceno Tardío): Dunkley y Gaibor (1997). Se localiza en un sector pequeño al N de la Hoja. Corresponde a una secuencia de depósitos volcanoclásticos riolíticos y sedimentos fluvio-lacustres, con lavas y brechas riolíticas. Sobreyace discordantemente a rocas más antiguas del Grupo Saraguro y a su vez está sobreyacida en discordancia angular por la Formación Jubones. En las mejores exposiciones que ocurren al N del área mapeada, se obtuvo una edad de trazas de fisión en circón de 25.7 ± 1.1 Ma que corresponde al Oligoceno Tardío.

Formación Jubones (n_1n_2Jb) (Mioceno): Pratt et al. (1997). Presenta al N y S de la Hoja y en pequeños sectores al E del Sistema de Fallas Girón. La localidad tipo se encuentra en la carretera Cuenca-Pasaje, en el Río Minas (6805-96320). El afloramiento indica un área original no menor a 2700 km^2 con un espesor máximo de 500m. En algunos sitios sobreyace a estratos más antiguos del Grupo Saraguro con una fuerte discordancia. Consiste de tobas ricas en cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo. Diaclasas de enfriamiento en forma columnar de gran escala (>1m de diámetro) y una débil foliación de soldadura están bastante esparcidas. Una brecha coignimbrítica tipo "lag" y un depósito de oleaje basal con árboles silicificados ocurren en la localidad tipo (Pratt et al., 1997). Dataciones de una toba cerca de Santa Isabel por K/Ar (biotita) dieron una edad Mioceno Temprano (22.76 ± 0.97Ma). Una datación por trazas de fisión, cerca de Oña, dio 23.0 ± 2.2Ma (Hungerbühler, 1997), lo que sugiere que su edad corresponde al Mioceno.

Formación La Paz (n_1n_2Lp) (Mioceno Temprano): Pratt et al. (1997). Se encuentra en la Hoja cubriendo una extensa área al E del Sistema de Fallas Girón, con afloramientos en el páramo entre La Paz (localidad tipo), Oña y continúa hacia Saraguro al S. Comprende tobas con abundantes cristales grandes de cuarzo y plagioclasa. Tiene un espesor aproximadamente de 400m. Se ha obtenido una edad de trazas de fisión de 22.5 ± 0.9 Ma (Mioceno Temprano).

Formación Santa Isabel (n_1n_2SI) (Mioceno Temprano): Pratt et al. (1997). Aflora en el área de Santa Isabel y Girón, bordeando el Grupo Ayancay. La Formación se halla compuesta por corrientes de lava intermedia, brechas volcánicas y escasas tobas. En el área de confluencia entre los ríos Rircay y Girón existe un flujo de lava ácida con bandeamiento bien definido (6983-96430). El contacto hacia el E con el Grupo Saraguro es fallado. El espesor varía considerablemente entre 500 y 1500m, en razón de que los flujos de lava rellenan valles preexistentes. Una secuencia basal de 100m de espesor de lutitas tobáceas amarillas que contienen gastrópodos lacustres, ostrácodos y dientes de pescado (Hungerbühler, 1997), está recubierta por más de 20m de conglomerado tobáceo rojo y tobas finas. Una datación por trazas de fisión de 18.4 ± 0.8 Ma, ha establecido una edad del Mioceno Temprano (Hungerbühler, 1997).

Grupo Ayancay (n_3n_4Ay): UNDP (1969). Forma parte de la secuencia sedimentaria de la cuenca de Cuenca y se halla expuesta entre Santa Isabel, Girón y Cuenca, confinado entre el sistema de fallas Girón y el cinturón Gañarín. Es de origen fluvial, compuesto predominantemente de areniscas, lutitas verdes rojas y limolitas con escasas tobas, capas de carbón y conglomerados. Este Grupo consiste de las Formaciones Santa Rosa y Mangán (Bristow y Hoffstetter, 1977; Bristow y Parodiz, 1982). Descansa discordantemente sobre el Grupo Saraguro y está sobreyacido por la Formación Turi. Su edad es Mioceno Medio (18-10Ma) (Hungerbühler, 1997).

Formación Nabón (n_3n_4N) (Mioceno Tardío): Se halla restringida a la cuenca de Nabón, al SE de la Hoja. Se distinguen tres miembros, un basal formado por tobas estratificadas, que pasan en forma concordante a sedimentos, que a su vez pasan a tobas estratificadas y conglomerados. Descansa discordantemente sobre el Grupo Saraguro. La parte volcánica consiste de tobas de grano fino, de color rosado a blanco y capas de lapilli, en tanto que los sedimentos se hallan formados por conglomerados, guijarrosos, areniscas, limolitas, arcillas y diatomitas. Esta Formación se encuentra suavemente plegada, formando un sinclinal cuyo ese se hunde hacia el NNE. Pliegues más pequeños se hallan al extremo occidental del sinclinal. Su edad es atribuida como correspondiente al Mioceno Tardío (Hungerbühler, 1997).

Formación Uchucay (n_5n_6Uy) (Mioceno Tardío): (DGGM, 1973b). Está confinada al área de Santa Isabel y normalmente sobreyace al Grupo Ayancay con una fuerte discordancia angular. Comprende conglomerados amarillos y capas de "boulders", con una asociación muy mezclada de clastos localmente derivados. Su máximo espesor es probablemente 100m. Se asumía que era del Pleistoceno, pero una nueva edad de Trazas de fisión de 9.5 Ma indica una edad el Mioceno Tardío (Hungerbühler, 1997).

Formación Turi (n_5n_6Ti) (Mioceno Tardío): Erazo (1957). Se encuentra presente al NO del sistema de fallas Girón y al Este del cinturón Gañarín. Al SO de Turi (7215-96768) consiste de conglomerados andesíticos gruesos y brechosos, pobremente litificados y horizontalmente estratificados, de más de 300m de espesor, intercalados con areniscas tobáceas de color pálido y limolitas tobáceas. Descansa discordantemente sobre el Grupo Ayancay. El contacto está bien expuesto al O de Tarqui en (7162-96672), donde las capas basales comprenden conglomerados masivos y capas de "boulders". Forma riscos espectaculares al NE de Girón en (7067-96554) y en la cordillera de San Pablo (6915-96523), al O de San Fernando. El espesor máximo es de 1080m entre Girón y el páramo de Ucshapucará (7040-96558). Fue considerada del Plioceno (Bristow y Parodiz, 1982), pero nuevas dataciones de trazas de fisión (Steinmann, 1977) indican una edad del Mioceno Tardío (8-9 Ma).

Formación Turupamba (N_1Tp) (Mioceno): Pratt et al. (1997). Aflora en el páramo al O de San Fernando. Esta Formación ocupa una extensión considerable al N de la Hoja y comprende tobas de composición riolítica a dacítica con cantidades menores de lapilli de pómez. Sobreyace a la Formación Turi y está sobreyacida por la Formación Quimsacocha. Se acuña hacia el E, donde las Formaciones anteriores se juntan. Parece ser el producto de numerosas caídas de ceniza menores, intercaladas con períodos de sedimentación fluvial y lacustre.

Formación Quimsacocha (N_1Qs) (Mioceno?): Pratt et al. (1997). Sobreyace a la Formación Turi alrededor de la caldera de Quimsacocha. Consiste de lavas fíricas de plagioclasa muy frescas. Localmente se hallan presentes grandes bloques redondeados con textura de corteza de pan. Ocurre en el N de la Hoja, de donde toma su nombre del edificio volcánico erosionado de Quimsacocha (Pérez, 1990). La Formación sobreyace discordantemente al Grupo Saraguro (Formaciones Plancharumi y Jubones) y a la Formación Turi. Su edad exacta dentro del Mioceno es incierta.

Formación Tarqui (n_5n_6Tq) (Mioceno Superior): UNDP (1969). Ocurre al NE de la Hoja, SO de Cuenca, faldas orientales de la caldera de Quimsacocha. Cubre discordantemente todas las Formaciones más antiguas. Las exposiciones en Quimsacocha comprenden tobas ácidas blancas y rojas fuertemente meteorizadas y caolinizadas. Es característica la presencia de abundantes cristales euhedrales bipiramidales de cuarzo; se encuentran en pequeñas oquedades residuales en la superficie. Debido a la intensa meteorización se hace difícil reconocer la naturaleza original de los depósitos, estas incluyen tobas masivas y en capas con contenidos remanentes de lapilli de pómez. Se la considera del Mioceno Superior con 6.3 ± 1.0 Ma (Hungerbühler y Steinmann, 1996).

Depósitos Cuaternarios: Se presentan como aluviones (QA) en todos los valles de los ríos y cubren superficies extensas en la cuenca de Cuenca. De igual manera, terrazas aluviales (QT) ocurren en los márgenes de algunos ríos y están compuestas de material grueso de origen volcánico, cementado por arena de diferente granulación que es considerado como material fluvio-glacial y aluvial antiguo.

Depósitos coluviales y derrumbes, se encuentran en las laderas de los valles, cuyo material difiere de acuerdo con las Formaciones existentes.

ROCAS INTRUSIVAS

Cuarzodioritas y granodioritas/tonalitas, se encuentran ampliamente esparcidas intruyendo las rocas metamórficas, las Formaciones cretáceas, La Unidad Sacapalca y la parte baja del Grupo Saraguro en la parte sur del país, pero en el área mapeada en esta Hoja son muy restringidas.

Los granitoides son generalmente de grano medio a grueso, a menudo presentan evidencia de enfriamiento brusco (tal como vidrio cloritizado intersticial y fino crecimiento granofírico y holocristalino) de Shagli (6793-96518), considerada como parte de un complejo que incluye microgranodioritas y microdioritas. La edad de este intrusivo, 17.64 ± 0.61 Ma fue determinada mediante K/Ar.

ESTRUCTURAS

El Sistema de Fallas Girón comprende pliegues cerrados, fallas inversas y cabalgamientos con rumbo NNE a N. Aunque previamente interpretada como una falla normal (DGGM, 1974), en muchos lugares este sistema tiene una pronunciada convergencia hacia el NO y un carácter inverso. Por ejemplo, la estructura sinclinal y el cinturón de pendiente pronunciada que sigue la falla entre Girón y el margen N del mapa se interpretan como un sinclinal de pie de pared bajo la Falla Girón, que converge hacia el NO.

En el mismo sector, la Formación La Paz, que en otros sectores es subhorizontal, buza 45° hacia el NO por lo cual es interpretada como un anticlinal de pared colgante. La estructura sinclinal de Yarigzagua (6970-96350), converge fuertemente hacia el NO con un brazo oriental vertical a volteado. El tectonismo principal del sistema de Fallas Girón puede datarse en forma precisa porque en Uchucay (6821-96290), al SO fuera de la Hoja, la Formación Uchucay trunca pliegues relacionados con cabalgamiento dentro del Grupo Ayancay con una fuerte discordancia angular. El grupo Ayancay alcanza una edad de hasta 10 Ma y la datación por trazas de fisión de 9.41 ± 0.8 Ma (Hungerbühler, 1997) para la Formación Uchucay data el cabalgamiento relacionado al Sistema de Fallas Girón en alrededor de 10 Ma.

El Cinturón Gañarín, con rumbo NNE, comprende fallas sin-deposicionales, áreas de alteración hidrotermal y una concentración de intrusiones subvolcánicas de riolita y andesita. Se reconocen dos calderas (Jubones y Quimsacocha) a lo largo del cinturón, el mismo que puede trazarse desde Zaruma en el Sur, hasta el margen Norte de esta Hoja en Quimsacocha. Más hacia el N, en la Hoja de Cuenca, esta estructura puede restringir el lado O de la cuenca de Cuenca y explicar la presencia de los depósitos de aguas termales y travertino en Baños, al SO de Cuenca.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En general, gran parte de esta Hoja hasta hoy ha sido inexplorada, y sólo ciertas áreas han sido investigadas por Compañías privadas sin que se pueda obtener toda la información. La descripción a continuación expuesta, de ninguna manera debe considerarse como completa por lo que se describen brevemente los prospectos y áreas de mineralización conocidos. Además, la DINAGE cuenta con resultados de geoquímica de exploración a lo largo de la Cordillera Occidental.

MINERALES METÁLICOS

1) Depósitos epitermales asociados con calderas, fracturas regionales y stocks de riolita del Cinturón Gañarín (Ej. Gañarín, Quimsacocha). **2) Depósitos Mesotermales**, vetas, brechas y diatremas conteniendo turmalina, mineralizados con metales base y oro (Ej. Tres Chorreras). **3) Sulfuros Masivos**, probablemente de origen exhalativo de baja temperatura (Ej. San Fernando) (UNDP, 1969).

MINERALES INDUSTRIALES

Caolín: Se encuentra en Tinajillas y Socorro (UNDP, 1969b). En el primero se estimó una reserva de 700000 ton métricas y actualmente este depósito es trabajado irregularmente. Para el depósito de Socorro se calculó sus reservas en 26000 toneladas métricas, pero la calidad del caolín no es apropiada para la industria de cerámica. Además, este material se halla en pequeñas cantidades como producto de la fuerte meteorización de las tobas dacíticas y riolíticas de las Formaciones La Paz y Tarqui, a lo largo de la carretera Cumbe-Santa Rosa.

Travertinos: Se encuentran a lo largo de fallas mayores y son utilizados como rocas ornamentales y en la industria del cemento. Representa sistemas hidrotermales recientemente extinguidos o todavía activos. Andesitas con vetas de calcita afloran en la vecindad en casi todos los depósitos de travertino. Se conoce de su existencia en la quebrada del Salado, pero se cree que sus reservas son muy pequeñas.

Yeso: Se encuentra en el Grupo Ayancay, en el área de Santa Isabel y en la Formación Nabón.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Las rocas más antiguas del área están representadas por metasedimentos pre-Cretácicos del Complejo Metamórfico El Oro (Aspden et al., 1995) que afloran en la parte NO de la Hoja. En el Cretácico Tardío, contra el margen NO del Continente Sudamericano, ocurre la acreción de la Unidad Pallatanga, interpretada como parte de una secuencia ofiolítica, sobre la cual se deposita al menos en parte la unidad Yunguilla durante el Maestrichtiano. En el Eoceno, en aparente contacto transicional y en un ambiente somero marino a terrestre se depositan las capas rojas de la Formación Quingeo (Pratt et al., 1997).

Las rocas andesíticas de arco volcánico y sedimentos relacionados de la Unidad Sacapalca del Paleoceno-Eoceno, probablemente se acumularon en una fosa bordeada por fallas entre la Cordillera Real, al E y el Terreno (El Oro) Amotape-Tahuín al O (Megard, 1989). En el Eoceno Tardío, el volcanismo continental calcoalcalino del grupo Saraguro empezó y los productos se depositaron sobre un basamento de rocas metamórficas y secuencias volcánicas más antiguas de las Unidades Sacapalca y Pallatanga. El adelgazamiento del Grupo Saraguro hacia la Cordillera Real, implica que fue un área positiva durante la depositación, en la cual la Falla Girón tal vez definía el margen Este de un graben local, donde se acumularon gruesas secuencias.

Los primeros eventos del arco de margen continental Saraguro corresponden a la erupción en gran escala de flujos piroclásticos dacíticos-riolíticos, seguido por voluminosas lavas andesíticas (Dunkley y Gaibor, 1977). Eventos posteriores fueron dominados por actividad volcánica explosiva ácida con la erupción en el Oligoceno Tardío y en el Mioceno Temprano de flujos de ceniza riolíticos, tales como la Formación Jubones, seguidos por una fase de emplazamiento de granitoides 19-16 Ma.

Hace alrededor de 18 Ma, una extensión E-O resultó en una fuente de sedimentación de cuenca intramontañosa en Santa Isabel, Girón, Cuenca y Catamayo. La cuenca de Ayancay fue restringida entre el sistema de Fallas Girón y el Cinturón Gañarín y tiene la forma de un medio graben, más profundo en el SE. Sin embargo, no es claro que las fallas marcaron el verdadero límite SE del medio graben, porque una inversión posterior erosionó completamente el Grupo Ayancay hacia el SE. Hace alrededor de 10Ma, un evento compresivo mayor, datado por el truncamiento del deformado Grupo Ayancay, por la Formación Uchucay, invirtió las cuencas y cabalgó los estratos Saraguro y Sacapalca sobre las cuencas intermontañosas.

Las Formaciones Turi y Tarqui, posiblemente son parcialmente contemporáneas. La primera representa parcialmente el lavado de un volcán andesítico asimétrico (Quimsacocha) que puede haberse asentado al pie de un escarpe de falla, parte del Cinturón Gañarín. La Formación Tarqui se acumuló en un ambiente que varió entre deltaico, lacustre y fluvial, pero con un constante volcanismo ácido.

REFERENCIAS

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1000000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito, 54pp.

CODIGEM-BGS (1997) Mapa Geológico de la Cordillera Occidental entre 3°-4°S. Escala 1:200000.

CODIGEM-BGS (1997) Mapa Geológico de la Cordillera Occidental entre 2°-3°S. Escala 1:200000.

DGGM (1965-1974) Mapa Geológico del Ecuador, Cuenca, Hoja 53 (1:100000), Quito.

DGGM (1965-1974) Mapa Geológico del Ecuador, Girón, Hoja 54 (1:100000), Quito.

DGGM (1965-1974) Mapa Geológico del Ecuador, Saraguro, Hoja 55 (1:100000), Quito.

DUNKLEY P. N. & GAIBOR A. (1997) Informe No. 2 Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica: Geology and Mineral Deposits of the Western Cordillera of Ecuador between 2-3°S. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador.

DUQUE P. (2000) Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador. Impresora Flores, Quito, 75pp.

McCOURT W. J. et al (1984) New Geological and Geochronological data from the Colombian Andes. Continental growth by multiple accretion. Journal of the Geological Society of London, 141 831-845.

McCOURT W. J. et al (1997) Informe No. 3 Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica: Geology and Mineral Deposits of the Western Cordillera of Ecuador between 1-2°S. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador.

MISIÓN BELGA (1989) Estudio del yacimiento de cobre porfídico de Chaucha, Ecuador. Open file Report, INEMIN, Quito 334 pp. (no publicado).

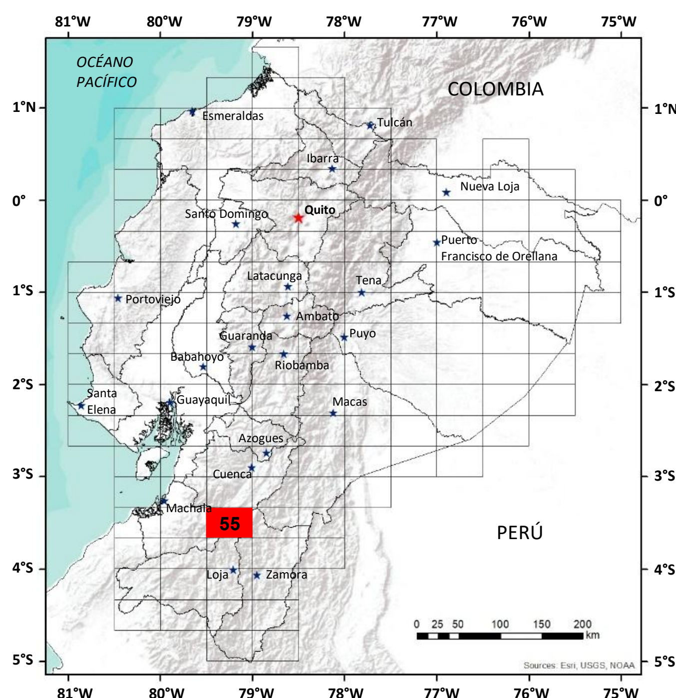
PRATT W. T. et al (1997) Informe No. 1 Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica: Geology and Mineral Deposits of the Western Cordillera of Ecuador between 3-4°S. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador.

THALMANN H. E. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 30pp, 337-347.

UNDP (1969) Survey of metallic and non-metallic minerals. Coal investigations (Operation No. 1, Cuenca, Biblián and Loja). Technical Report, United Nations Development Programme, Quito-New York.

WOODS M. A. (1997) Biostratigraphical interpretation of macrofaunas from Ecuador. Technical Report WH/97/13R, Biostratigraphy and Sedimentology Group, BGS.

WILKINSON I. P. (1997) Foraminifera from a suite of six samples from the Upper Cretaceous-Lower Paleogene of Ecuador. Report WH/97/14OR, Biostratigraphy and Sedimentology Group, BGS.



HOJA GEOLÓGICA-55
SARAGURO (1973)

INTRODUCCIÓN

El área de Saraguro se encuentra en la Sierra Austral del Ecuador. El terreno es montañoso con altitudes que varían entre los 1000 y 3800 m.s.n.m. La divisoria continental se encuentra en el borde oriental de la Hoja y el drenaje se dirige en dirección Oeste por el río Jubones hacia el Océano Pacífico y al Este por el río Shincata hacia el Océano Atlántico. Lluvias y temperaturas moderadas a través del año sustentan una ligera vegetación con pocos árboles, excepto por la jungla en los declives orientales de la Sierra. La Carretera Panamericana atraviesa el área de Norte a Sur y un camino de verano une Saraguro con Manú.

GEOLOGÍA

Las rocas son predominantemente volcánicas, sin embargo, al Sur también se encuentran dispersos afloramientos de rocas metamórficas. Los sedimentos están extendidos en las depresiones de Nabón y Jubones.

Serie Zamora (V) (?Paleozoico): Esta Serie de rocas metamórficas se presenta en la parte meridional del área. Al Sur de Llaco (896-972) se encuentran esquistos micáceos, en cambio en Tres Lagunas (150-040), al Este de Saraguro el gneis biotítico es predominante; esto indica un incremento hacia el Este en el grado de metamorfismo. El rumbo de la foliación es generalmente NNE y las rocas están plegadas en forma isoclinal con ejes que siguen una orientación similar. Son comunes las vetas de cuarzo.

En Tres Lagunas los gneises están asociados a un granito biotítico con numerosos megacristales de feldespato, mayores de 10×4cm. El granito se cree que es de origen metasomático. La presencia de foliación señala el borde de bandas anchas de “granito flaser” (cataclasita) las que dan paso luego a bandas angostas de milonita orientadas 060° e indicando planos casi verticales de fuerte dislocación.

Formación Piñón (K) (Cretáceo): Aflora en la esquina Suroeste de la Hoja, donde su exposición es rara debido a una intensa meteorización que ha producido un manto residual de arcillas multicolores, las que localmente tienen un espesor superior a los 10m. Los esporádicos afloramientos muestran una andesita gris o verdosa. La Formación Piñón descansa discordantemente sobre los metamórficos Zamora y es recubierta por la Formación Chinchillo.

Formación Saraguro (E) (?Eoceno): Aflora en los valles de terrenos profundamente disectados, siguiendo los ríos León, Paquishapa, Tenta y Jubones. Estratos de lava y piroclásticos se alternan en esta Formación de capas gruesas. Los piroclásticos varían desde tobas de grano fino a aglomerados muy bastos, pero lo más común es una toba masiva aglomerática de color amarillo en estratos de 50 a 100m de espesor y que forman escarpas prominentes en los alrededores de Saraguro. Cerca de esta población afloran: tobas arenosas, tobas de grano fino con bandeamiento multicolor y lentes de conglomerado. Las lavas interestratificadas son andesitas porfiríticas. En Lomo Shio (020-135) al Suroeste de Oña hay sedimentos clásticos bastos bien estratificados. Al Norte de Oña estratos de ignimbritas forman riscos sobresalientes. Estas ignimbritas blancas-rosáceas varían en composición entre riolita y dacita y están caracterizadas por cavidades lenticulares orientadas paralelamente a la estratificación. En láminas delgadas se encuentran fragmentos de cuarzo, sanidina, andesina y biotita suspendidas en una matriz sub-vítrea que contiene abundantes fragmentos vítreos. En Minas (798-302) la toba riolítica es similar en composición a las ignimbritas, pero tiene grano más grueso y carece de la característica estructura fragmentada.

La Formación Saraguro descansa discordantemente al Este sobre la Serie Zamora y al Oeste sobre la Formación Piñón. Se encuentra suavemente plegada y sus ejes siguen rumbos Norte y NE; la estructura sinclinal del río León es la que más sobresale. Se estima que el espesor máximo de esta Formación llega a los 3000m dentro del área de esta Hoja.

Formación Chinchillo (O) (?Oligoceno): Conforma la Cordillera alta de Chilla. Consiste principalmente de lavas con algunos estratos de piroclásticos. Las lavas son riolitas y andesitas porfiríticas con abundantes fenocristales de cuarzo en las primeras.

Entre los piroclásticos predominan las tobas. Ignimbrita andesítica fue reportada cerca de Manú (767-147). A unos 3km al Oeste de Celén (846-020) estratos no fosilíferos de lutitas negras se encuentran intercaladas en los volcánicos.

La estratificación se presenta a escala masiva; en Cerro Negro (790-017) se midieron pendientes de 25° hacia el Oeste, pero generalmente los buzamientos son menores y el afloramiento en su totalidad adopta la forma de un amplio sinclinal con eje N-S.

La Formación Chinchillo parece descansar concordantemente al Este sobre la Formación Saraguro y a lo largo de su borde Occidental yace discordantemente sobre la Formación Piñón. Su espesor se ha estimado en 1500m.

Grupo Ayancay (MPl) (Mio-Plioceno): Se presenta como un afloramiento casi continuo que se extiende hacia el Suroeste desde la cuenca de Cuenca, donde se ha establecido una edad miocena para su parte inferior. Consiste principalmente de areniscas tobáceas, arcillas castañas y lodolitas. Las areniscas presentan estratificación cruzada y gradúan de asperón a conglomerado. En Minas hay un buen conglomerado basal. Los estratos tienen una apariencia volcánica, aunque provienen en gran parte de la Formación Saraguro.

El Grupo Ayancay se encuentra plegado, conformando un sinclinal asimétrico cuyo eje se orienta NE-SW, los estratos del flanco sureste presentan buzamientos fuertes, cercanos a la vertical. Descansa discordantemente sobre la Formación Saraguro y se estima aquí un espesor en 1500m.

Formación Nabón (P') (?Pleistoceno): Se encuentra aquí definida. Ocupa la cuenca de Nabón, la misma que se extiende por el Norte hasta la Hoja de Girón; allí, esta Formación se divide en tres miembros:

1) Un miembro basal de tobas estratificadas que descansa discordantemente sobre la Formación Saraguro**.**

2) Sedimentos.

3) Piroclásticos.

En esta Hoja no se ha observado el miembro basal. Los sedimentos se encuentran bien estratificados y consisten de conglomerado guijarroso, arenisca, limolita, lutita, lutita carbonácea, lignito y diatomita. Las areniscas son ferruginosas y contienen vetillas muy finas de hierro, las que le proporcionan la coloración café-rojiza. Las lutitas son claras a café obscuras, finamente laminadas con buenas improntas de hojas. En un derrumbe (140-300) a 2.5km al suroeste de Nabón, el lignito se presenta como lentes delgados dentro de las lutitas carbonáceas. La diatomita forma bancos mayores que 0.3m de espesor. Los piroclásticos consisten de tobas arenosas homogéneas y tobas aglomeráticas bien expuestas al Este de Nabón. En esta área, la Formación Nabón es subhorizontal, pero al Norte se encuentra suavemente plegada formando un sinclinal cuyo eje sigue rumbo NNE. El espesor total se ha estimado en 450m.

Formación Tarqui (P'') (Pleistoceno): Conforma una masa tabular sensiblemente horizontal, la que a una altitud cercana a los 3000m cubre las colinas y áreas planas en la parte oriental del área. Consiste de riolita porfirítica masiva con algo de tobas riolíticas que se han meteorizado transformándose en un manto arcilloso rosado o blanco. A lo largo de la Carretera Panamericana (028-138) al Suroeste de Oña se presenta una espectacular disyunción columnar indicando la posibilidad de ignimbrita y bloques caídos son conspicuos en los depósitos coluviales cercanos. Sedimentos interestratificados que gradúan de arenas a conglomerados son explotados (034-113) para el afirmado de carreteras al Sur de Oña, y una bolsada externa de sedimentos similares se encuentra a lo largo del río Casaturo (045-990). La Formación Tarqui tiene un espesor aproximado de 750m. Descansa discordantemente sobre la Formación Saraguro y recubre la Serie Zamora.

Formación Uchucay (P''') (Pleistoceno): Se encuentra definida aquí como una delgada secuencia sedimentaria expuesta en el valle del río Jubones. Consiste principalmente de arenas finas y conglomerados, en lechos de 2 a 4m de espesor, alcanzando en su totalidad los 50m. La estratificación es subhorizontal o presenta buzamientos suaves hacia el Norte. Esta Formación descansa discordantemente sobre el Grupo Ayancay.

Depósitos superficiales (Cuaternario): Se han conservado depósitos glaciares en las depresiones montañosas de la Cordillera de Chilla y alrededor de Tres Lagunas, donde se han observado morrenas en las fotografías aéreas. Aluviones y terrazas se encuentran restringidos al área de substratum sedimentario, a lo largo del río Jubones. Los derrumbes son bastante numerosos, particularmente en la Formación Saraguro; y algunos se extienden sobre varios kilómetros cuadrados. Los depósitos coluviales se encuentran siguiendo las laderas del valle del río León.

INTRUSIVOS

Hay muchos intrusivos graníticos dentro de la Formación Chinchillo. El lecho del río Nicolás al Este de Manú es un granito moscovita-biotítico, homogéneo, de grano medio a grueso. Sin embargo, en ciertos lugares éste contiene abundantes vetas de material cuarzo-feldespático que dan a la roca una apariencia gnéisica. Una riolita blanca, distintiva, se encuentra dentro de la Formación Saraguro en el valle del río Jubones.

ESTRUCTURA

Plegamientos cuyos ejes tienen rumbo NE-SW en el Grupo Ayancay y en la Formación Saraguro siguiendo el río León mantienen la misma orientación que las zonas de deformación cataclástica en el granito metasomático de Tres Lagunas, señalando así una importante dirección estructural. Los plegamientos en la Formación Chinchillo y en la Formación Saraguro siguiendo el río Tenta son más suaves, manteniendo sus ejes un rumbo N-S. El fallamiento es común sin que haya una orientación particular dominante.

SUPERFICIE DE EROSIÓN

Sobre la divisoria continental, al Este de Saraguro y a una altitud de 3300m, se encuentra una superficie de erosión que cubre alrededor de 80km^2. Aquí el río Shincata sigue un curso divagante formando los meandros típicos del estado más antiguo en el ciclo de erosión; se presentan también vestigios de aluvión. Algunas cumbres equivalentes hay además en el área de Manú.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La mineralización en el área de Saraguro es rara y el único mineral explotado es el travertino; éste se obtiene de una pequeña cantera (973-015) al Norte de Saraguro donde se presenta en forma de vetas subhorizontales con espesores mayores que 1.5m en el aglomerado de la Formación Saraguro. A escala muy limitada se trabaja también una veta (834-232) cerca de Cajamarca. Una vetilla de 4cm de ancho de manganeso ha sido reportada en un sitio (780-286) al Este de San Sebastián de Yulug. El lignito se encuentra en la Formación Nabón, pero en cantidades antieconómicas (Putzer y Schneider-Scherbina, 1958). Tobas arenosas de la Formación Saraguro son explotadas como materiales de construcción en los alrededores de Saraguro.

Una investigación geoquímica regional fue realizada por el Proyecto Minero de Naciones Unidas en 1970, cubriendo un área superior a los 1771 km^2 de la Hoja (UNDP, 1972a, b). Una zona anómala con un valor máximo de 575ppm en Cu fue localizado en un lugar (743-244) a 3km al Sur de San Sebastián de Yulug. Esto indica una ligera mineralización hidrotermal de importancia no económica. Una muestra anomálica con 660ppm en Pb fue reportada en el granito intrusivo (783-960) al Sur de Laguna Chinchillo. Muestras de minerales pesados conteniendo casiterita y scheelita se recogieron durante el reconocimiento regional en el río Casaturo, al Este de Saraguro. La procedencia de la casiterita se encuentra limitada en un área (070-980) no mayor que 1km^2, donde se considera que ésta puede estar asociada a una estructura de grandes vetas de cuarzo o en asociación con vetas de menor mineralización. La scheelita es más esporádica, pero probablemente corresponde a la misma paragénesis que la casiterita.

Abastecimiento de agua: Las aguas lluvias caen en el transcurso del año sobre la mayor parte del área. El promedio anual de lluvias para Nabón, Oña y Saraguro son 514, 517 y 663 mm, respectivamente. En las áreas de Páramo la pluviosidad es mayor; en cambio el valle del río Jubones es particularmente seco. Todos los ríos y la mayor parte de los arroyos fluyen durante todo el año. La irrigación es necesaria para los cultivos en las áreas bajas.

Hay un suministro potencial de aguas subterráneas en los piroclásticos de la Formación Saraguro, particularmente por debajo de los niveles de base del río. Una represa propuesta en el río Jubones, en Minas, inundará la parte superior del valle del Jubones y proporcionará fuerza hidroeléctrica, a más de servir para el control de inundaciones, sin embargo, este proyecto será principalmente de beneficio para las áreas situadas aguas abajo.

REFERENCIAS

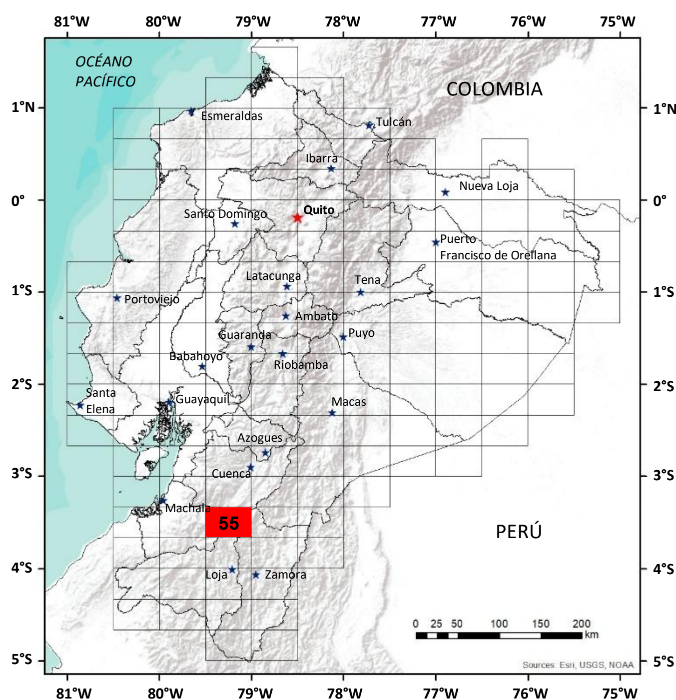
KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province, Southern Ecuador. Inst. Geol. Sci., London, Overseas Division Report No. 23.

PUTZER H. & SCHNEIDER-SCHERBINA A. (1958) Investigaciones de Yacimientos en Ecuador, Misión Alemana. Dir. Gen. de Minas e Hidroc., Quito.

SPINDLER J. P. & HERRERA J. I. (1959) Reconocimiento geológico de los mármoles de Saraguro-Paquisha, Provincia de Loja. Misión Franco Ecuatoriana. Dir. Gen. de Minas e Hidroc., Quito.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1972a) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals (Phase II). Exploration for metallic minerals in southern Ecuador, Loja, El Oro, Operation No.8, Systematic geochemical exploration and geological reconnaissance. U.N.D.P., New York-Quito. Technical Report. No. 13

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1972b) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals (Phase II). Exploration for metallic minerals in southern Ecuador, Loja, El Oro, Operation No.8, Follow up evaluation of geochemical anomalies. U.N.D.P., New York-Quito. Technical Report. No. 14.



HOJA GEOLÓGICA-55
SARAGURO (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Saraguro cubre un área aproximada de 2048 km² en las provincias de Azuay, Loja y Zamora Chinchipe, situándose en la región sur del Ecuador. El acceso principal se realiza por la vía Panamericana Sur y por la carretera Santa Isabel–Pasaje, complementada con caminos secundarios que permiten la conectividad entre las parroquias rurales.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Paleozoico**, específicamente en el **Carbonífero** se deposita la **Formación Chigüinda (Cc)** conformada por cuarcitas masivas y filitas micáceas grises. Estas rocas, inicialmente acumuladas en un ambiente sedimentario marino de margen pasivo, fueron posteriormente sometidas a metamorfismo. Dataciones U/Pb en circones han arrojado edades de 317.8 ± 7.8 Ma a 358.1 ± 4.9 Ma [1].

Durante el **Mesozoico**, se emplazó el **Granito Tres Lagunas** (**TR_{Tl}**) constituido por gneises biotíticos, metagranitos y granitoides cuya edad de cristalización varía entre 250 a 227 Ma [1], [2]. Posteriormente, en el **Cretácico Superior**, se depositó la **Formación Yunguilla** (**$K2_{Y}$**) representada por una secuencia turbidítica compuesta por intercalaciones de limolitas, lodolitas y areniscas finas, vinculada a ambientes de sedimentación profunda influenciados por eventos transpresivos regionales [3]. La falta de contactos estratigráficos expuestos ha generado controversias en torno a su continuidad y correlación dentro del área.

En el **Cenozoico**, desde el **Oligoceno** hasta el **Mioceno** se desarrollaron los eventos volcánicos del Grupo Saraguro, integrado por las **formaciones Corral Viejo** (**$O?_{Cv}$**), **Río Oña** (**O_{RO}**), **Tambo Pamba** (**$OM?_{Tp}$**), **Susudel** (**O_{Su}**), **La Cría** (**$OM?_{LCr}$**), **Portovelo** (**OM_{Pv}**), **Ayapamba** (**$OM?_{Ay}$**), **Jubones** (**M_{J}**), **Huartiguro** (**MPL_{Ht}**) **y Chillacocha** (**MPL_{Cc}**). Estas formaciones comprenden una amplia variedad de litologías, incluyendo andesitas, dacitas, ignimbritas, brechas, tobas de cristales, tobas líticas, flujos piroclásticos y volcanoclásticos retrabajados con edades comprendidas entre 42.2 ± 3.4 Ma a 19.0 ± 3.5 Ma [5], [6], [7].

Las cuencas intramontañosas de Nabón y Girón-Santa Isabel registran una evolución sedimentaria y volcánica activa durante el **Mioceno**. En la Cuenca de Nabón se deposita la **Formación Jalincapac** (**M_{Jc}**) compuesta por conglomerados heterolíticos, areniscas con estratificación cruzada, limolitas tobáceas y tobas pumíticas depositadas en ambientes fluviales con fuerte influencia volcánica. La **Formación Iguincha** (**M_{Ig}**) constituida por areniscas y depósitos volcánicos retrabajados representando un sistema fluvial de alta energía. Las **formaciones Letrero** (**M_{Lt}**) **y Loma La Cruz** (**M_{Llc}**) conformadas por lutitas, arcillolitas, areniscas y conglomerados asociadas a medios fluvio lacustres. La **Formación Picota** (**M_{Pc}**) interpretada como un depósito masivo generado por flujos de masa durante una etapa sin-eruptiva.

En la Cuenca Girón–Santa Isabel destacan las formaciones: **Jacapa** (**M_{Jca}**) compuesta por areniscas finas, fragmentos volcánicos, travertinos y conglomerados, indicando un sistema fluvio-lacustre en desarrollo inicial; **Santa Isabel** (**M_{Sa}**) constituida por lavas andesíticas y brechas volcánicas, generadas en un margen volcánico activo del **Mioceno Medio; Burrohuayco** (**M_{Bh}**) integrada por conglomerados, limolitas y areniscas, depositadas en sistemas fluviales trenzados con transporte dominante NE-SO; y **Uchucay** (**M_{U}**) caracterizada por limolitas laminadas, conglomerados y areniscas mal clasificadas, asociadas a un lago con alto aporte detrítico [5], [6], [7].

Durante el **Mioceno Superior** y el **Plioceno Inferior**, se registraron nuevas fases de actividad volcánica representadas por la **Formación Tarqui** (**MPL_{T}**) y la **Formación Tambo Viejo** (**MPL_{Tv}**), integradas por depósitos de naturaleza dacítica, riolítica y andesítica con edades entre 6.8 ± 0.8 Ma a 5.1 ± 0.6 Ma [8].

En cuanto a los cuerpos intrusivos, destaca una granodiorita, de edad K-Ar 54 ± 4 Ma [9] compuesta por granodioritas y cuarzodioritas, relacionadas con un magmatismo calco-alcalino del **Terciario**. Además, se reconocen cuerpos subvolcánicos como pórfidos riolíticos, dacíticos, andesíticos y riodacíticos del **Mioceno Superior**, que intruyen a la Formación Tarqui y presentan alteraciones hidrotermales asociadas. En el Cuaternario se tiene **Depósitos Glaciares** (**Q_{G}**), **Depósitos Coluviales** (**Q_{C}**) **y Depósitos Aluviales** (**Q_{A}**).

La geología estructural comprende múltiples fases tectónicas que han afectado tanto a las formaciones metamórficas y volcánicas más antiguas; así como también, las cuencas sedimentarias del **Mioceno**. En la Cordillera Real se observan estructuras destacadas como zonas de cizalla, así como, cuerpos ígneos, como el Granito Tres Lagunas. El sistema estructural regional está compuesto por fallas inversas, cabalgamientos y pliegues apretados, los cuales reflejan una intensa deformación tectónica. Entre estos sobresale el Anticlinal de La Cría, reconocido como pliegue regional mayor. Al norte del área, se identifica la convergencia de los sistemas de fallas Jubones y Girón.

En la cuenca de Nabón, la estructura está controlada por la falla sin-sedimentaria Chalcay, acompañada por las fallas Río León y Aguarongos que afectan a la Formación Iguincha. La deformación incluye pliegues de crecimiento, fallas con diversas cinemáticas y cuñas sedimentarias, lo que sugiere, al menos, cuatro etapas tectónicas bien diferenciadas.

En la cuenca Girón-Santa Isabel, las evidencias estructurales indican una evolución desde un régimen extensional inicial, dominado por fallas normales, hacia un entorno compresivo posterior con la aparición de fallas inversas. La Formación Burrohuayco conserva estructuras pre y sin sedimentarias. Durante la fase post-compresional, el basamento representado por el Grupo Saraguro cabalgó sobre formaciones más jóvenes, generando sistemas de pliegues, anticlinales y sinclinales amplios, que reflejan los últimos ajustes tectónicos de la región.

REFERENCIAS

[1] R. SPIKINGS ET AL. (2021) "Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera Real, Ecuador: 40Ar/39Ar analyses and detrital zircon U/Pb geochronology," Gondwana Research, vol. 90, pp. 77–101.

[2] R. COCHRANE ET AL. (2014) "Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea," Lithos, vol. 190–191, pp. 383–402.

[3] H. E. THALMANN (1946) "Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador," Am Assoc Pet Geol Bull, vol. 30, no. 3, pp. 337–347, doi: 10.1306/3D933802- 16B1-11D7-8645000102C1865D.

[4] W. PRATT, J. FIGUEROA, AND B. FLORES (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00' S. Quito: CODIGEM– BGS.

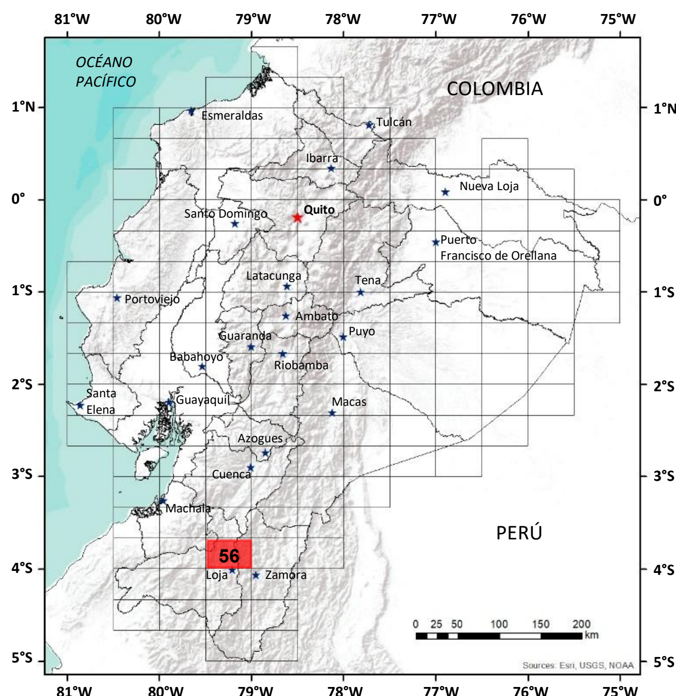
[5] D. HUNGERBÜHLER ET AL. (2002) "Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador," Earth Sci. Rev., vol. 57, pp. 75– 124.

[6] INIGEMM (2016) Memoria Técnica de la Hoja Geológica Nabón, escala 1:50000, Quito.

[7] D. HUNGERBÜHLER ET AL. (1995) "An integrated study of fill and deformation in the Andean intermontane basin of Nabón (Late Miocene), southern Ecuador," Sediment. Geol., vol. 96, no. 3–4, pp. 257–279.

[8] R. PULUPA ET AL. (2021) "Discriminación litoestratigráfica, petrográfica y geoquímica de la Formación Tarqui en el corte Cañar-Azogues".

[9] J. A. ASPDEN, S. H. HARRISON, AND C. C. RUNDLE (1992) "New geochronological control for the tectono- magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador".



HOJA GEOLÓGICA-56
LOJA (1975)

INTRODUCCIÓN

El área de Loja se encuentra en la Sierra Austral del Ecuador. El terreno es montañoso con altitudes que varían de 1200 a 3800 m.s.n.m. El río principal es el Zamora, cuyo drenaje se dirige al Este hacia el Océano Atlántico. Lluvias y temperaturas moderadas a través del año sustentan una ligera vegetación con pocos árboles, excepto la selva tropical en los declives orientales de la Sierra. El Valle del Catamayo es cálido y seco. La Carretera Panamericana se bifurca hacia el Norte y el Oeste a partir de Loja (44000 hab.) y un camino transitable en todo el año une a Loja con Zamora, al Este.

GEOLOGÍA

Las rocas metamórficas y volcánicas están intruidas por cuerpos graníticos y sedimentos terciarios ocupan las cuencas de Loja y Catamayo.

Serie Zamora (V) (?Paleozoico): El área de afloramiento tiene un acceso muy limitado pero la serie está bien expuesta a lo largo de los caminos que se extienden al Este y Oeste de Loja. Al Oeste de Loja predominan los micaesquistos y esquistos grafíticos, pero también se encuentran cuarcitas y cuarcitas sericíticas. Al Este de Loja son característicos: pizarras, filitas, esquistos sericíticos y cuarcitas, aunque también se encontraron capas de metavolcánicos. Cerca de Sabanilla (160-618) son dominantes las cuarcitas y esquistos cuarcíticos. El rumbo de la foliación es generalmente NNE y las rocas están plegadas isoclinalmente siguiendo ejes de dirección similar. Los ejes de plegamientos son pocos, pero los registrados presentan una inmersión suave hacia el Sur.

Siguiendo el camino Loja-Zamora, en el sitio (204-623) hay un cambio abrupto de mica-esquisto a un granito homogéneo de grano medio, pero más al Sur una foliación débil se manifiesta nuevamente paralela al rumbo regional NNE de los esquistos adyacentes. La impresión general es que el granito ha sido formado localmente por procesos metasomáticos.

Se cree que la Serie Zamora es de edad paleozoica porque un granito semejante situado dentro de las rocas metamórficas de la Serie Zamora en la Hoja de Saraguro al Norte, da una edad radiométrica de 163 millones de años.

Formación Piñón (K) (Cretáceo): Los afloramientos son escasos debido a la intensa meteorización que ha producido un manto residual de arcillas, el cual, localmente, tiene algunos metros de espesor. Los afloramientos esporádicos muestran una andesita verdosa o gris.

Serie Tahuín (L) (?Mesozoico): En esta Hoja la Serie Tahuín consiste en dos unidades de rocas metamórficas, las filitas Zambi y los Esquistos Capiro. Las filitas Zambi incluyen cuarcitas y rara vez rocas meta-calcáreas. Los Esquistos Capiro están caracterizados por esquistos sericíticos de grano fino, cuarcita sericítica y cuarcitas. En ambas unidades se encuentran capas metavolcánicas intercaladas, originalmente lavas y tobas, y son comunes las vetas de cuarzo de más de 15cm de espesor.

La Serie Tahuín muestra un incremento en su grado de metamorfismo de Sur a Norte, y se cree que antiguamente las rocas formaron parte del Grupo Alamor del Cretáceo Superior, el cual fue metamorfizado durante la Orogenia Laramídica.

Formación Sacapalca (PcS) (Paleoceno): Consiste en lavas andesíticas con capas piroclásticas intercaladas y rellena una fosa tectónica de cerca de 15km de ancho, la misma que se extiende, con dirección sur, hacia la frontera con el Perú. Las lavas son andesitas porfiríticas de color café, castaño o gris, en contraste con las andesitas verdes de la Piñón. Son ricas en fenocristales de andesina-labradorita con zonado oscilatorio. Los minerales máficos incluyen enstatita, hiperstena, augita y raramente hornblenda. Las lavas son basálticas en parte. Los piroclásticos son tobas andesíticas con tobas aglomeráticas y aglomerados subordinados. Son de color castaño, amarillo y gris y compuestos de fragmentos líticos, vítreas y de cristales en una matriz vítrea parcialmente desvitrificada.

La estratificación alrededor de Taquil (903-703) presenta buzamientos fuertes al Oeste y en ciertos lugares los estratos se encuentran verticales. El espesor de la Formación Sacapalca es desconocido debido a que el afloramiento está limitado por fallas, pero se ha deducido que tiene varios miles de metros. La Formación Sacapalca está intruida por la granodiorita de El Tingo (784-587) que da una edad radiométrica de 49 millones de años, indicando una edad pre-eocénica.

Formación Gonzanamá (PcG) (Paleoceno): Está confinada a la Cuenca de Catamayo. La Formación consiste principalmente en lutitas verdes, moradas y castañas, que contienen cristales dispersos de selenita; sin embargo, también se señalaron capas de toba y diatomita. Hacia el Sur, más allá del límite de esta Hoja, la Formación contiene sedimentos clásticos gruesos y volcánicos andesíticos. La Formación Gonzanamá descansa discordantemente sobre la Formación Sacapalca.

Formación Saraguro (O-Ms) (Oligoceno-Mioceno): Esta Formación presenta afloramientos muy limitados a lo largo del borde norte de la Hoja.

Formación Chinchillo (Mc) (Mioceno): Forma los cerros más altos de Fierro Urco (834-922). Consiste en lavas con pocas capas piroclásticas. Las lavas son riolitas y andesitas porfiríticas con abundantes fenocristales de cuarzo en las primeras. Hay mucha silicificación asociada con mineralización alrededor de Fierro Urco. La Formación Chinchillo descansa discordantemente sobre la Formación Piñón.

CUENCA DE LOJA

La Cuenca de Loja descansa dentro de los terrenos metamórficos de la Serie Zamora, pero tan sólo la mitad norte de la Cuenca cae en esta Hoja. Los depósitos de la cuenca están divididos en cuatro unidades litoestratigráficas.

Formación Salapa (Oligoceno-Mioceno): Aflora en el extremo septentrional de la cuenca, aunque en otras partes puede estar debajo cubierta por los sedimentos. Consiste en lavas andesíticas y basálticas, tobas y aglomerados.

Formación Trigal (MT) (Mioceno): Esta Formación, en la base de la secuencia sedimentaria, aflora únicamente en el lado oeste de la cuenca. Es una arcilla café homogénea, aunque localmente está laminada finamente y contiene vetas de yeso. El afloramiento está oculto por material coluvial que contiene cantos rodados de rocas metamórficas derivadas del Cerro Villonaco al Oeste de la cuenca.

Formación San Cayetano (MS) (Mioceno): Consiste en areniscas finamente estratificadas, limolitas, lutitas silíceas, lutitas calcáreas, mantos de carbón, estratos gruesos de conglomerados y capas guijarrosas. Las areniscas muestran rizaduras y estratificación cruzada, indicando deposición en aguas poco profundas. Las lutitas silíceas blancas forman escarpas prominentes y contienen bancos de diatomita separados por capas más suaves de tierra diatomácea. Los mantos de carbón de hasta 2m de espesor están clasificados como sub-bituminosos a lignito (UNDP, 1968).

Formación Quillollaco (M-Pl) (Mioceno-Plioceno): Esta Formación conglomerática aflora principalmente siguiendo el lado oriental de la cuenca y al Oeste de la Ciudad de Loja. Está compuesta de guijarros y cantos rodados bien redondeados de 2 a 30cm de diámetro de filitas, cuarcitas, esquistos sericíticos y cuarzo de vetas. Se encuentra gruesamente estratificada y forma crestones pronunciados, visibles claramente en las fotografías aéreas.

La Formación Salapa descansa discordantemente sobre la Serie-Zamora y las tres Formaciones sedimentarias se siguen unas a otras concordantemente con el recubrimiento progresivo al Este.

En la Formación San Cayetano abunda la flora fósil pero desafortunadamente no es muy diagnóstica Berry (1945) basado en las especies *Camphoromea speciosa*, Cassia longifolia, *Hieronymia lehmanni* y *Tapirira lanceolata*, consideró que la flora pertenece al Mioceno Tardío.

Formación Tarqui (PT) (Pleistoceno): Forma un manto casi horizontal, a una altitud cercana a los 3000m, el cual descansa discordantemente sobre la Serie Zamora. Consiste en riolita porfirítica con algunas tobas riolíticas probable en parte de origen ignimbrita. Son meteorizadas en arcillas rosadas o blancas.

Depósitos Superficiales: Los depósitos glaciales están protegidos en depresiones cerca de Fierro Urcu, donde las morrenas encierran pequeños lagos. Abanicos aluviales circundan la Cuenca de Catamayo. Los derrumbes son comunes en los terrenos de la Formación Sacapalca y en el lado occidental de la cuenca de Loja donde las propiedades lubricantes de los quistos grafitosos son causa de inestabilidad. Depósitos aluviales llenan la parte central de la Cuenca de Catamayo y los valles principales de la Cuenca de Loja.

INTRUSIVOS

Varios intrusivos graníticos se indican en el mapa y probablemente varios de ellos unidos a profundidad, varían en composición desde diorita pasando por tonalita a granodiorita, y monzonita cuarcítica. La granodiorita es el tipo más abundante. En el plutón San Lucas a lo largo del río Zamora, en un punto (002-733), la diorita está intruida por una granodiorita biotítica de grano medio la cual a su vez es recortada por diques delgados de andesita. En Las Juntas (954-788) el plutón San Lucas presenta una estructura plana débil casi vertical con un rumbo de 075° que sugiere una cataclasis ligera. En algunos lugares los gneises bandeados indican la posibilidad de migmatización.

La edad de las intrusiones es difícil de deducir debido a la edad incierta de las Formaciones que ellos intruyen. Sin embargo, el intrusivo San Lucas da dos edades radiométricas de 61 millones de años (023-734) y 68 Ma (943-828). El intrusivo El Tingo (784-587) da una edad de 49 Ma Entonces una edad post-cretácica es bastante acertada.

La riolita porfirítica en el punto (788-624) sobre la Carretera Panamericana al Oeste de Catamayo es un tapón volcánico que exhibe una disyunción columnar prominente.

ESTRUCTURA

La estructura dentro de las Formaciones Pre-Terciarias ha sido ya descrita. El fallamiento N-S controla la disposición de la Formación Sacapalca dentro de un graben.

En la Cuenca de Loja los sedimentos están plegados en un sinclinal asimétrico cuyo eje sigue en dirección N-S cerca del lado oriental de la cuenca. Los estratos en el lado occidental de la cuenca buzan suavemente, o se encuentran ligeramente plegados para formar conspicuas escarpas y superficies estructurales. Al Este de Loja, la Formación San Cayetano finamente estratificada, está bien plegada y los buzamientos se acercan a la vertical. Los conglomerados masivos de la Formación Quillollaco por otro lado, raramente buzan más de 45°.

Alrededor de la mayor parte del perímetro de la Cuenca de Loja, los sedimentos recubren a los metamórficos circunvecinos. Al centro de la cuenca, una falla importante N-S está recubierta por los aluviales del Río Zamora. Esta falla solevanta la secuencia al Este y los afloramientos de las formaciones San Cayetano y Quillollaco se repiten al lado Este de la cuenca. Una porción del basamento metamórfico está sobrefallado al Oeste de Loja.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Hay mineralización en Fierro Urco y Uritohuaser (823-717). En Fierro Urco se han encontrado cantidades pequeñas de **oro** y **plata** en asociación con un tipo de yacimiento en vetas de plomo-zinc. Valores anomálicos de Cu, Mo, Pb y Zn fueron registrados en los sedimentos de las corrientes que descienden de Fierro Urco, en el reconocimiento geoquímico sistemático realizado por Naciones Unidas (UNDP, 1972a). Perforación por Prospecting Ltd. indica un depósito de 50 millones de toneladas de cobre y molibdeno de tipo pórfido. Naciones Unidas localizó en Uritohuaser vetas de mineralización de tipo **plomo-zinc** en la andesita. La zona mineralizada tiene de 18 a 40m de ancho y aproximadamente 1000m de largo. Los muestreos de una trinchera indicaron que el contenido promedio de mineral en la zona mineralizada es alrededor de 7% combinado plomo-zinc, con cerca de una onza de plata por tonelada métrica. Naciones Unidas localizó otras cuatro áreas con valores metálicos anomálicos; sin embargo, en la continuación de los trabajos (UNDP, 1972b) se encontró mineralización solamente en Río Súsarez (763-828).

Los mantos de **carbón** de la Formación San Cayetano han sido trabajados de tiempo en tiempo mediante galerías pequeñas, pues su excesiva inclinación ha imposibilitado hacerlo económicamente. El análisis de cuatro muestras de lutitas calcáreas de la Formación San Cayetano dio **carbonato**, cuyo contenido varía del 37% al 78%, cuatro análisis de **diatomita** de esta misma Formación, indicaron un promedio de 85% de sílice (UNDP, 1969), Villemur (1967) puso atención en el contenido de **grafito** de las rocas metamórficas de la Serie Zamora, pero sin hacer su evaluación. Las **arcillas** dentro de los aluviales de la Cuenca de Catamayo son explotadas para fabricar ladrillos y tejas.

Abastecimiento de agua: La lluvia en el área es constante durante todo el año, sin embargo, el lado occidental de la Hoja es más seco que el oriental. El promedio anual de lluvia en San Lucas es de 1062mm, Las Juntas 1027mm y Loja 873mm. Las áreas del páramo reciben más lluvia. El Valle de Catamayo (368mm) es particularmente seco y en este sitio el Río Guayabal es usado para el riego de las plantaciones de caña de azúcar en el valle.

REFERENCIAS

BERRY E. W. (1945) Fossil floras from southern Ecuador. John Hopkins Univ. Studies in Geology. No. 14. Baltimore.

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province, Southern Ecuador. Inst. Geol. Sci., London, Overseas Division, Report No. 23.

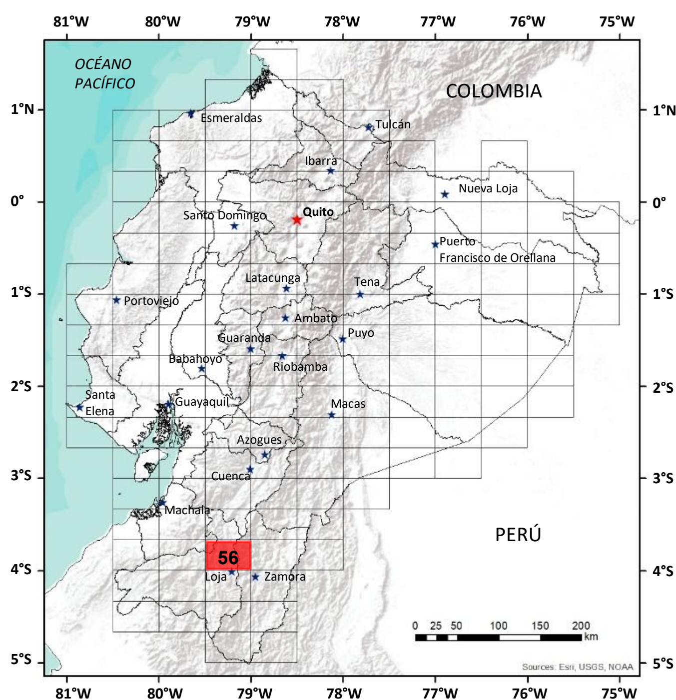
SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Misión del Instituto Francés del Petróleo. Servicio Nacional de Geología y Minería

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals; Coal investigations. Operation No. 1, Cuenca-Biblián and Loja. U.N.D.P., New York-Quito, Technical Report No.1

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1972a) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals (Phase II): Exploration for metallic minerals in southern Ecuador, Loja-El Oro, Operation No.8, Systematic geochemical exploration and geological reconnaissance. U.N.D.P., New York-Quito, Technical Report No.13

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1972b) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals (Phase II): Exploration for metallic minerals in southern Ecuador, Loja-El Oro, Operation No.8, Follow-up evaluation of geochemical anomalies. U.N.D.P., New York-Quito, Technical Report No.14

VILLEMUR (1967) Estudio de reconocimiento geológico-mineralógico de la Provincia de Loja. Inédito. Cooperación Técnica Francesa.



HOJA GEOLÓGICA-56
LOJA (2017)

INTRODUCCIÓN

El área de la Hoja geológica Loja se localiza en la región andina del sur del Ecuador, incluye parte de las provincias de Zamora, Loja y El Oro, formando un polígono rectangular con una extensión aproximada de 2000km^2. Dispone de una red de accesos viales relativamente buena en la parte centro-occidental, pero bastante limitada hacia la parte centro-oriental. Morfológicamente es una zona bastante irregular dominada por los relieves de la Cordillera Real en la parte oriental donde se alcanzan alturas de hasta 3700msnm y las partes bajas que corresponden a las cuencas sedimentarias de Catamayo y Loja, donde las alturas varían entre 1000 y 1400 msnm.

GEOLOGÍA

En la zona de estudio están involucrados los dominios litotectónicos de: las rocas metamórficas de la Cordillera Real (CR) y del Bloque Amotape Tahuín (BAT), las rocas oceánicas de la cuenca Alamor Lancones (CAL), los conjuntos volcánicos de arco continental terciario y las cuencas sedimentarias intramontañosas. Los objetivos de la cartografía realizada persiguieron la discriminación y caracterización de los conjuntos metamorfizados. El conocimiento actual de la geología de la CAL (INIGEMM, 2013 a, b) permite caracterizar mejor las rocas oceánicas del Cretácico que en la zona de estudio están representadas por secuencias volcano sedimentarias de antearco.

El arco volcánico continental del Paleógeno que estuvo representado por la Formación Sacapalca, en el presente estudio se discrimina en diferentes unidades volcánicas que no sólo corresponderían al Paleoceno, sino que probablemente se extienden en el Terciario hasta el Plioceno.

Para las cuencas intra montañosas terciarias se mejora la cartografía, con base en el trabajo de Hungerbühler (1997), que se apoya en numerosas dataciones.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Chigüinda (Pz_{Lc}) (Devónico-Pérmico): Litherland y otros (1994). Descrita como una de las principales unidades litológicas de la CR. Se encuentra bien expuesta a lo largo de las carreteras Loja-Zamora y Loja-Catamayo. Consiste de rocas metamórficas de bajo grado desde pizarras y filitas hasta esquistos grafitosos, variablemente intercaladas con cuarcitas. Se infieren contactos tectónicos con las otras unidades metamórficas y forma el basamento de las unidades terciarias. Litherland y otros (1994) asignan para la Unidad Chigüinda una edad del Devónico al Pérmico y se la interpreta como una secuencia derivada de una fuente continental, probablemente en una cuenca intercratónica o de margen pasivo. Chew y otros (2007) reportan una datación U/Pb en zircón detrítico de 362 ± 12 Ma.

Unidad Huacapamba (Pz_{Lh}) (Paleozoico): Definida en este trabajo como una unidad discriminada de Chigüinda al SE del área, debido a las diferencias litológicas y a la extensión que ocupa en la zona de estudio. Se localiza en los cortes realizados por las vías Virgen Pamba-Huacapamba y en el sector de Sabanilla. Litológicamente consiste de esquistos y filitas sericíticas, esquistos cuarzo-micáceos y filitas sericíticas con cloritoide, que se intercalan con filitas negras y cuarcitas. Con base en la relación estratigráfica que mantiene con la Unidad Chigüinda se asume que esta unidad es igualmente de edad paleozoica.

Unidad El Tigre (Pz_{Tt}) (Paleozoico): Aspden y otros (1995). Originalmente descrita en el BAT, se proyecta como una delgada faja limitada por fallas al NO de la zona de estudio. Aflora principalmente en la vía El Cisne-Portovelo (UTM: 674744E; 9575198N). Consiste de una secuencia de areniscas, limolitas y lutitas no metamorfizadas, además de cuarcitas, pizarras, filitas y metagrauvacas verdosas intercaladas entre sí. Aspden y otros (1995) infieren una edad paleozoica para esta unidad.

Unidad La Victoria (Pz_{Tv}) (Paleozoico): Aspden y otros (1995). Buenas exposiciones se observan a lo largo de la vía El Cisne-Portovelo (UTM: 668568E; 9576509N). Consiste de pizarras grises, filitas micáceas con tonalidades marrones y cuarcitas negras; localmente se presentan esquistos con moscovita y biotita. La edad reportada por Aspden y otros (1995) es paleozoica y para el metamorfismo una edad triásica tardía.

Unidad Agoyán (Pz_{La}) (Paleozoico): Litherland y otros (1994). Definida por los autores en la parte central de la CR, pero proyectada hasta le Norte de la cuenca de Loja, en el sector de Quilloloma hasta Solamar. Está constituida por esquistos biotíticos intercalados con cuarcitas grises que regularmente presentan segregación de biotita, y paragneises con bandeamiento de cuarzo y biotita. Litherland y otros (1994) la interpretan como de edad paleozoica.

Unidad Cera (Pz$_{Ce}$) (Paleozoico): Definida en este proyecto como una secuencia metamórfica de grado medio que varía desde esquistos pelíticos hasta paragneises, correlacionables con la Unidad Agoyán. Los principales afloramientos se encuentran en la vía Catamayo-Cera-Taquil (UTM: 691847E: 9564619N) y en la quebrada Chanipamba (UTM: 691330E; 9570350N). Litológicamente consiste de esquistos pelíticos de color gris verdoso, con cuarzo y biotita y paragneises con bandas de cuarzo y sericita. También esta unidad se infiere como de edad paleozoica.

Unidad Sabanilla (TR$_{Ls}$) (Triásico): Litherland y otros (1994). Aflora principalmente en la vía Loja-Zamora. Está conformada por una secuencia masiva de ortogneises con bandeamiento composicional de cuarzo, biotita y moscovita. Estas rocas varían gradualmente a gneises migmatíticos con feldespato alcalino, biota y a veces fuchsita y flogopita. Esta unidad según Spikings y otros (2014) tiene una edad de 224-240 Ma.

Unidad La Bocana (Tr$_{Mb}$) (Triásico): Aspden y otros (1995). Descrita en el BAT, desde donde se proyecta a lo largo de las vías El Cisne-Portovelo y Chunchi-Salatí (UTM 667606E; 9579838N). La unidad se compone de metagranodioritas con xenolitos predominantemente metasedimentarios paragneises que gradúan a gneises migmatíticos y localmente a ortogneises. Puesto que los autores le describen como parte del complejo granitoide Moromoro, se reporta una edad triásica tardía para esta unidad (Aspden y otros, 1995).

Unidad Tres Lagunas (TR$_{L}$) (Triásico): Litherland y otros (1994). Los principales afloramientos se encuentran en la vía Salapa Alto-Quebrada Solamar y a lo largo del río Tambo Blanco (UTM 706570E; 9583592N). Consiste de cuerpos masivos de granitoides variablemente cizallados de grano medio a grueso, con plagioclasa, moscovita, biotita y fenocristales de cuarzo azul. Al norte de Loja, la unidad se encuentra intruida por el plutón San Lucas. Litherland y otros (1994), señalan una edad de 227.6 ± 3.2 Ma, e interpretan estos granitoides como granitos tipo-S emplazados en una zona de rift.

Unidad Monte Olivo (TR$_{Lm}$) (Triásico): Litherland y otros (1994). Aflora en la vía Imbana-El Tibio (UTM: 709889E; 9573229N) y en la quebrada San Isidro (UTM: 702075E; 9567585N) como fajas pequeñas de dirección NNE-SSO. Litológicamente está formada por esquistos anfibólicos de color gris verdoso en alternancia con bandas de esquistos biotíticos. Según Spikings y otros (2014), esta unidad es de edad triásica.

Unidad Quebrada El Volcán (TR?$_{Qv}$) (Triásico): Definida en el presente trabajo como una secuencia metavolcánica que ocurre en forma de fajas tectónicas con dirección NE-SO, localizadas al NE de la cuenca de Loja. Aflora en los cortes realizados en las quebradas Mamanuma (UTM: 698200 E; 9569000N), y El Volcán (UTM: 702500E; 9562500N), de donde toma su nombre. Está constituida por una secuencia de andesitas, aglomerados y tobas variablemente metamorfizadas, localmente intercaladas con filitas negras. En la vía Loja-Zamora (UTM: 705737E; 9558440N), afloran metabrechas andesíticas alternadas con metalavas. Esta unidad se interpreta como la fase volcánica que se habría generado en la apertura inicial del rift en el Triásico.

Unidad Chaguarpamba (K$_{Ch}$) (Cretácico): INIGEMM (2013a). Los principales afloramientos se encuentran en la carretera San Pedro de la Bendita-Las Chinchas-Zambi y en la margen derecha del río El Arí (UTM: 677088E; 9579317N). Consiste de una secuencia de areniscas tobáceas de grano fino a medio, color verdoso, localmente con intercalaciones de lutitas. En el sector de Zambi aflora una secuencia rítmica formada por lutitas verdes, limolitas café verdosas y areniscas de grano fino color gris. Está considerada como las facies distales de la Unidad Bramaderos y se le atribuye al Cenomaniense (INIGEMM, 2013b).

Unidad Changaimina (Pc$_{Ch}$) (Paleoceno): INIGEMM (2013b). Su mejor exposición se encuentra fuera del área de estudio, en las márgenes del río Catamayo (UTM: 672072E; 9557055N). Está formada por lavas andesíticas básicas de color gris verdoso, con textura afanítica a subporfirítica. La edad atribuida para esta unidad se basa en dataciones realizadas por Hungerbühler (1997) en una muestra de lava datada de 66.9 ± 5.8 Ma.

Unidad Loma Bernabé (Pc$_{Lbe}$) (Paleoceno): Definida en el presenta trabajo, se expone en la loma Bernabé y en la quebrada del mismo nombre (UTM: 681064E; 9587220N) y en la vía Cuenca-Loja, (Tramo Bucashi-Santiago). Comprende andesitas negras a grises púrpuras, porfiríticas a microporfiríticas y brechas volcánicas andesíticas gris verdosas. Considerando las relaciones estratigráficas con las unidades adyacentes se infiere una edad paleocénica.

Unidad Gonzabal (Pc$_{Gb}$) (Paleoceno): Inicialmente cartografiada como parte de la Formación Sacapalca (Pratt y otros, 1997). Consiste de una secuencia volcanosedimentaria, cuyos principales afloramientos se encuentran a lo largo de las vías Catamayo-Gonzabal y Taquil-Chantaco. La secuencia incluye tobas líticas, brechas, niveles conglomeráticos granodecrecientes con estratificación cruzada local y lavas andesito-basálticas subporfiríticas. La unidad se encuentra en contacto fallado con la Unidad Chigüinda y subyace discordante a la Formación Catamayo y a las unidades oligocénicas, por lo que se infiere que es de edad paleocénica tardía.

Unidad Gualel (O$_{Gl}$) (Oligoceno): Diferenciada en el presente trabajo, aflora a lo largo de la vía El Arí-Gualel (UTM: 680582E; 9581079N). Está conformada por brechas piroclásticas, brechas andesíticas púrpuras; brechas volcánicas andesito-basálticas gris verdosas; lavas andesíticas y basálticas afaníticas púrpuras. A partir de las relaciones estratigráficas, se asume que la unidad es de edad oligocénica.

Unidad Tesalia (O_{Te}) (Oligeoceno): Definida en este proyecto por sus exposiciones en la parte alta de Chuquiribamba (UTM: 683236E; 9576080N) y en los alrededores del poblado de Tesalia (UTM: 681838E; 9573685N). Consiste de brechas y autobrechas volcánicas de composición básica a intermedia y lavas andesíticas afaníticas a porfiríticas de colores gris verdoso y púrpura. Se encuentra en contacto discordante sobre la Unidad Gonzabal, mientras que al Oeste sobreyace discordantemente a la Unidad Guayabal. Para esta unidad es estima una edad oligocénica.

Unidad Corral Viejo (O_{Cv}) (Oligoceno): Definida en el presenta trabajo, se expone en la quebrada Corral Viejo (UTM: 677960E; 9584684N) y en la Cordillera Timbayacu (UTM: 679865E; 9590976N). Consiste de una secuencia volcánica con andesitas afaníticas con tonalidades gris azuladas a verdosas y localmente brechas andesíticas. La edad asumida es oligocénica con base en las relaciones estratigráficas.

Unidad Portovelo (OM_{Pv}) (Oligo-Mioceno): Pratt y otros (1997). Se expone al Noroeste del área en las zonas bajas de las cordilleras de Payana y Timbayacu y en las estribaciones de loma Tambillo (UTM: 668108E; 9588573N). Está constituida por andesitas, andesitas basálticas con coloración gris verdosa, brechas andesíticas y tobas andesíticas muy meteorizadas. Se observan hornfels en las cercanías de las intrusiones. La edad asignada para esta unidad es del Oligo-Mioceno.

Unidad Guayabal (OM_{Gl}) (Oligo-Mioceno): Se la define en este proyecto como una secuencia volcanoclástica de composición intermedia a ácida. Los principales afloramientos se localizan en los cortes de la carretera Catamayo-San Pedro de la Bendita-Las Chinchas. Exhibe principalmente lavas andesíticas afaníticas y tobas de colores grises intercaladas con tobas riolíticas de color blanquecino. Por sus relaciones estratigráficas se infiere una edad oligo-miocénica.

Volcánicos Tambo Blanco ($OM?_{Tb}$) (Oligo-Miocénico?): Cartografiado como un conjunto de rocas volcánicas y subvolcánicas definidas en el presente trabajo y atribuido a uno de los eventos del Grupo Saraguro. En la cartografía anterior fueron considerados como parte de la Formación Tarqui (Kennerley y Almeida, 1975). Están expuestos al noreste del área, en el corte del sector Oñacapa al cerro Tambo Blanco (UTM: 700964E; 9589495N) y en la parte baja del contrafuerte Sordomoras (UTM: 709239E; 9588937N). Están constituidos por depósitos piroclásticos que incluyen tobas, tobas de cristales y brechas clasto soportadas y matriz-soportadas. Se destacan morfológicamente remanentes de calderas, cuellos volcánicos y domos de composición dacítica a riodacítica. Con base en las relaciones estratigráficas se asume que son del Oligo-Mioceno.

Formación Catamayo (M_{Ca}) (Mioceno Medio): Jaillard y otros (1996). Los principales afloramientos están ubicados alrededor del poblado de Catamayo en la cuenca sedimentaria del mismo nombre. Según Reyes y otros (2008), la Formación consiste de un Miembro basal compuesto por conglomerados intercalados con lutitas púrpuras y areniscas amarillas de grano grueso. El Miembro intermedio con lutitas de varias coloraciones, alternadas con areniscas finas de color blanco y amarillo. El Miembro superior consiste de calizas intercaladas localmente con yesos y lutitas blancas. Los sedimentos sobreyacen discordantes a la Unidad Gonzabal y subyacen discordantes a los flujos laharíticos de la Unidad Infiernillo. Jaillard y otros (1996), interpretan las facies como llanuras de inundación costera y fluvial para la parte baja, un sistema fluvial dominante para la parte media y, de llanura costera con intervalos de incursiones marinas y fluviales para la parte alta. Hungerbühler (1997), asume una edad del Mioceno Medio.

Unidad Gulacpamba (M_{Gu}) (Mioceno): Definida en el presente trabajo en el sector de Gualel. Los principales afloramientos se localizan al Sur de Gulacpamba (UTM: 680715E; 9583443N) y al Noroeste de El Rodeo (UTM: 679455E; 9584725N). Consiste de sedimentos fluvio-lacustres estratificados que a la base incluyen areniscas calcáreas café grisáceas y hacia el techo intercalaciones de limolitas de color café-amarillento y verdoso, con capas de lutitas gris verdosas con abundantes restos vegetales; conglomerados y finalmente tobas púrpuras. Considerando su disposición estratigráfica, se asume que la unidad pertenece al Mioceno.

Unidad Sayo Cruz (M_{Sac}) (Mioceno): Definida en el presente trabajo, toma su nombre del Cerro Sayo Cruz, (UTM: 688300E; 9575200N) donde se encuentran los principales afloramientos. Consiste de volcanosedimentos retrabajados de grano fino, color blanco-amarillento con líticos de pómez, intercalados con capas de limolitas y lutitas. Además, se incluyen cuerpos riolíticos hipoabisales que morfológicamente resaltan como picos elevados y estructuras columnares. Se encuentra discordante sobre la Unidad Gonzabal y los sedimentos de la Formación Catamayo. Se infiere una edad miocénica a partir de correlaciones estratigráficas.

Formación Trigal (M_{Tr}) (Mioceno): Kennerley (1973): Descrita originalmente en la parte occidental de la cuenca sedimentaria de Loja y aflora principalmente en los cortes de la vía de acceso a Loja desde Catamayo y en el sector de Carigán (UTM: 695818E; 9562368N). Litológicamente está compuesta por una secuencia de areniscas y limolitas tobáceas café verdosas y conglomerados.

En la transición hacia la Formación San Cayetano se encontraron estratos de carbón, mientras que, en el sector de Sauces Norte, los sedimentos incluyen restos vegetales, además de ostrácodos y gasterópodos. La Formación pasa en transición lateral y hacia el tope a la Formación San Cayetano y se encuentra localmente en contacto tectónico con las rocas metamórficas del basamento. Se le asigna una edad del Mioceno según Hungerbühler (1997).

Formación San Cayetano (M_{Sc}) (Mioceno): Kennerley (1973) Descrita originalmente sólo en la parte oriental de la cuenca de Loja, sin embargo, aflora en los cortes entre La independencia-Virgen Pamba y La Banda-Jipiro-La Rivera. Está constituida por intercalaciones de areniscas, limolitas y lutitas con abundantes restos vegetales y de fauna fósil. Adicionalmente se observan capas de carbón lignito (UTM: 699981E; 9561127N), diatomitas intercaladas con lutitas silíceas grises y calizas con niveles de chert, que han sido discriminadas en el Miembro La Banda. La Formación San Cayetano tiene una edad de 13.8 ± 1.2 a 10.0 ± 1.4 Ma (Hungerbühler, 1997).

Miembro La Banda (M_{Lbd}) (Mioceno): Definida en este trabajo como parte de la Formación San Cayetano. Aflora en los cortes realizados en la quebrada La Banda-Bolonia y La Independencia-Virgen Pamba, en las partes oriental y occidental de la cuenca. Este miembro consiste de calizas masivas, estromatolíticas, laminadas y dolomitas con lutitas que incluyen capas estratiformes de chert, además de areniscas calcáreas y diatomitas. Corrochano (2014) reporta la presencia de gasterópodos, ostrácodos, bivalvos y foraminíferos. Para este Miembro la edad es de 11.1 ± 1.2 Ma (Hungerbühler, 1997).

Formación Belén (M_{Be}) (Mioceno Tardío): Hungerbühler (1997). Definida en la parte occidental de la cuenca de Loja, aflora en los alrededores del barrio Belén y en el corte de la vía San Juan-Salapa Alto. Litológicamente está constituida por lutitas marrones y limolitas con laminación paralela que ocasionalmente presentan restos vegetales. Existen areniscas con nódulos de yeso y concreciones carbonatadas, además de conglomerados. La edad asumida por Hungerbühler (1997) es del Mioceno Tardío.

Formación Quillollaco (MPL_Q) (Mioceno-Plioceno): Kennerley (1973). Tiene amplia exposición en toda la cuenca sedimentaria de Loja, aflora en los alrededores del barrio Virgen Pamba y a lo largo de las vías a la salida de Loja hacia Zamora y Turunuma-Cristo Rey. Litológicamente está constituida por conglomerados gruesos clasto-soportados en matriz arenosa intercalados con lentes métricos de areniscas. Kennerley y Almeida (1975) asumen una edad mio-pliocénica para la Formación.

Unidad Sarihuiña ($MPL_{Sñ}$) (Mioceno-Plioceno): Definida y caracterizada en el presente trabajo, se expone en el cerro Fierrourcu (UTM: 683474E; 9591513N) y en la Laguna Sarihuiña (UTM: 680561E; 9593610N). Se compone de rocas volcánicas riolíticas a dacíticas; brechas y autobrechas de similar composición, localmente con alteración hidrotermal y puntualmente tobas riolíticas. La edad asignada por relaciones estratigráficas es mio-pliocénica.

Unidad Infiernillo (PL_{If}) (Plioceno): Definida en este trabajo en los afloramientos expuestos en la vía Catamayo-El Tambo. Consiste de una secuencia de flujos laharíticos, medianamente litificados y meteorizados, con cantos y guijarros de andesitas porfiríticas. Se observan además conglomerados de color café, con clastos andesíticos subredondeados a redondeados. Esta unidad sobreyace discordante a los sedimentos de la Formación Catamayo y en contacto tectónico con las rocas metamórficas de la Unidad Chigüinda. Se infiere que es de edad pliocénica, según las relaciones estratigráficas observadas.

Formación Salapa (PL_{Sl}) (Plioceno): Kennerley (1973). Incluye las rocas volcánicas con limitada exposición en el sector de Salapa Alto (UTM: 694934E; 9 667 258N). Consiste de lavas andesíticas marrones y capas de aglomerados andesíticos con matriz clasto soportada, además de tobas púrpuras fuertemente diaclasadas y meteorizadas. Hungerbühler (1997) reportó una edad de 2.4 ± 0.8 Ma.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos glaciares (Q_G) (Cuaternario): Se encuentran distribuidos principalmente al nororiente del área de estudio en los altos de la Cordillera Real. Son depósitos con bloques angulosos dominantemente de rocas volcánicas y metamórficas, además de tillitas y zonas de acumulación de arcillas producto de la meteorización por acción del glaciar.

Depósitos coluviales (Q_C) (Cuaternario): En los sectores de Chuquiribamba, así como al borde occidental y al norte de la cuenca de Loja, predominan depósitos de avalanchas y "debris slope" que presentan cantos y guijarros de rocas metamórficas en matriz arenosa. En los sectores de Pichic, Zañi y Palta se identificaron bloques de material riodacítico y volcánicos andesíticos porfiríticos.

Depósitos aluviales (Q_A) (Cuaternario): Se localizan a lo largo de las márgenes de los ríos Zamora, Jipiro y Catamayo. Consisten de bloques, cantos y guijarros de rocas volcánicas y metamórficas subredondeadas a redondeadas, en matriz arenosa.

ROCAS INTRUSIVAS

Granitos (G^G): Afloran en el sector de Las Juntas (UTM: 695252E; 9577254N) y al Oeste de la ciudad de Loja, en los sectores de Duraznillo y cerro Villonaco. En estudios anteriores se reporta una edad de 58.0 ± 2.0 Ma para el cuerpo granítico aledaño al cerro Villonaco (Litherland y otros, 1994).

Granodioritas (G^{Gd}): El cuerpo de mayor extensión es el batolito de San Lucas cuya edad varía entre 66 y 51 Ma (Litherland y otros, 1994). Se expone en la parte centro-norte del área y los mejores afloramientos se presentan en la vía Cuenca-Loja entre los poblados San Lucas y Santiago. Este cuerpo granodiorítico muestra variaciones a granito, con textura fanerítica de grano medio a grueso, compuesto por plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo, biotita y menor hornblenda. Es frecuente la presencia de colgajos del basamento metamórfico.

Cuarzodioritas (G^{Qd}): Se observan al Noroeste del área desde el Norte de Gualel hasta el Norte de la loma La Lira. Estas rocas muestran ligeras variaciones a granodiorita y presentan texturas faneríticas, de grano medio, compuestas de cuarzo, plagioclasa, hornblenda, ± feldespatos ± biotita.

Dioritas (D^{D}): Constituyen intrusiones jóvenes que se distribuyen desde el centro al Oeste del área, alrededor de la confluencia de los ríos Zamora y San Lucas, formando la loma Pucalá y en el río Arí (UTM: 677300E; 9574600N). Presentan texturas faneríticas de grano fino a medio, con plagioclasa, hornblenda y a veces piroxeno. Aquellas de la zona noroccidental presentan localmente malaquita, azurita y sulfuros de hierro-cobre.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La deformación de la Cordillera Real se manifiesta con fallas regionales de dirección NE-SO probablemente transpresivas, que ponen en contacto las grandes unidades del Paleozoico y del Triásico. El sistema de fallas Sabanilla está expuesto en el sector El Retorno (UTM: 718092E; 9562650N), que pone en contacto a las Unidades Chigüinda y Huacapamba con la Unidad Sabanilla. Otras fallas importantes de igual rumbo son las que limitan las rocas metavolcánicas del a Unidad Quebrada El Volcán entre los sedimentos paleozoicos y triásicos. Hacia el N las fallas toman un rumbo N-S con ramificación de la falla río Tambo Blanco que alinea a los cuellos del campo volcánico Tambo Blanco. De manera regional se pudo evidenciar que las unidades del basamento metamórfico fueron sometidas al menos a dos eventos que han generado foliaciones regionales de rumbo andino con buzamientos verticales a subverticales y frecuentes subhorizontales, que sugieren la ocurrencia de cabalgamientos. Al noroeste las principales fallas tienen dirección N-S y se disponen a lo largo de los ríos Caña Brava y Gualel, continuando por el borde occidental de la cuenca sedimentaria de Catamayo. Esta estructura probablemente constituye un segmento del sistema mayor de fallas Girón-Las Aradas.

Otras fallas importantes transpresionales o inversas son aquellas que han controlado la Formación y desarrollo de la cuenca sedimentaria de Loja. Plegamientos significativos se localizan en la cuenca de Loja representados principalmente por el sinclinal de la parte oriental de la cuenca y otro que se identifica en el sector de Chuquiribamba. La faja occidental incluye los conjuntos oceánicos acrecionados y las rocas metamórficas del BAT, que están limitados por fallas de dirección NE-SO con cinemática de tendencia transpresiva o inversa. Algunos de estos segmentos serían la extensión de la falla Piñas-Portovelo o de las fallas de cola de caballo descritas por Aspden y otros (1995).

HISTORIA GEOLÓGICA

En la Cordillera Real (CR), las unidades metamorfizadas de Chigüinda, Huacapamba, Agoyán y Cerca de edad paleozoica, son secuencias pelíticas derivadas de una fuente continental, probablemente depositadas en una cuenca intercratónica o de margen pasiva que habría funcionado en el Devónico al Pérmico (Litherland y otros, 1994). Los equivalentes parciales de estas unidades son las de El Tigre y La Victoria del BAT (Aspden y otros, 1995). Durante el Triásico se habría generado una zona de rift, que involucra a las Unidades Sabanilla, La Bocana y el emplazamiento de granitoides tipo S de la Unidad Tres Lagunas. En este mismo contexto se habría desarrollado el volcanismo básico que se manifiesta en las Unidades Monte Olivo y Quebrada El Volcán. Las similitudes litológicas y geoquímicas de los conjuntos de la CR y del BAT sugieren que este último fue desmembrado y rotado con respecto a la Cordillera Real, a lo largo del sistema de fallas profundas denominado Las Aradas.

En INIGEMM (2013 a, b) se menciona la acreción en el Cretácico Tardío de un arco de islas junto con sus facies volcanoclásticas de antearco, representadas por la Unidad Chaguarpamba. Igualmente, la zona de sutura estaría representada por la Falla Las Aradas, que marca una zona de cizallamiento dextral de gran magnitud en el Campaniense.

La actividad volcánica de arco continental inicia en el Paleoceno con el denominado arco Sacapalca, que involucra a las Unidades Changaimina, Loma Bernabé y Gonzabal. El batolito de San Lucas se interpreta como la expresión magmática del arco Sacapalca. El volcanismo continuó durante el Oligoceno con la generación de productos volcánicos y volcanosedimentarios de las Unidades Gualel, Tesalia, Portovelo y Corral Viejo. Los volcánicos de Tambo Blanco estarían asociados con esta fase de volcanismo, debido al nivel de erosión que han alcanzado.

En el Mioceno Medio se produjo una transgresión marina en las ensenadas de Cuenca y Loja, a lo largo de las cuencas de Manabí y Progreso (Hungerbühler, 1997). En la fase litoral se habrían depositado las Formaciones sedimentarias Catamayo, Gulacpamba, Trigal, San Cayetano y Belén, mientras que en la fase intramontañosa se depositó la Fm. Quillollaco. Simultáneamente a la sedimentación en las cuencas, continúa el volcanismo evidenciado en las Unidades Guayabal y Sayo Cruz. El volcanismo mio-pliocénico fue el último remanente de actividad volcánica del arco actual al Sur del Ecuador. En el presente trabajo se asignó esta edad a las Unidades Sarihuiña, Infiernillo y Salapa, que se encuentran estratigráficamente al tope de toda la secuencia volcánica.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Valores anómalos de Cu, Pb, Zn y Mo, se registraron en los sedimentos analizados por el proyecto regional de geoquímica (UNDP, 1972), que fueron reinterpretados confirmando las zonas con mayor interés en Fierro Urcu, los ríos Gualel y Súsares, Duranda, Uritohuaser, El Censo y Vinoyaco Grande. Jemielita y Bolaños (1993) reportaron valores anómalos de Sn y W asociados con estannita, casiterita y scheelita junto con anomalías de Ag-Au-As-Sn-Sb-Cu-Pb y Zn en el río Pichinal, como resultado de posibles mineralizaciones relacionadas con granitos tipo S y con mineralizaciones hidrotermales.

Para minerales no metálicos, se confirmó la ocurrencia de diatomitas y vetas de carbón en la Formación San Cayetano, que no resultan económicamente rentables debido al limitado espesor de las capas y por su ocurrencia en zonas urbanas.

REFERENCIAS

ASPDEN J., BONILLA W. & DUQUE P. (1995) The El Oro Metamorphic Complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. Nottingham: BGS - CODIGEM.

CHEW D., SCHALTEGGER U., KOSLER J., WHITEHOUSE M., GUTJAHR M., SPIKINGS, R. & MISKOVIC A. (2007) U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwana margin of the north-central Andes. GSA Bulletin., v. 119, no. 5/6, pp. 697-711.

CORROCHANO D. (2014) Geología Sedimentaria y Sedimentología dentro del Proyecto del Ma peo Geológico a Nivel Nacional a escala 1:50000. Quito: Informe inédito INIGEMM - PROMETEO, pp. 23-26.

HUNGERBÜHLER D. (1997) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zürich, Switzerland, 182p.

INIGEMM (2013a) Modelo piloto para la determinación del potencial geológico - mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000. Memoria Técnica Hoja Geológica de Zaruma, 1:100000. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.

INIGEMM (2013b) Modelo piloto para la determinación del potencial geológico - mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000. Memoria Técnica Hoja Geológica de Cariamanga, 1:100000. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.

JAILLARD E., ORDÓÑEZ M., BERRONES G., BENGTSON P., BONHOMME M., JIMÉNEZ N., ZAMBRANO I. (1996) Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. Journal of South American Earth Sciences, 134-139.

JEMIELITA R. & BOLAÑOS. (1993) Mineralización, potencial mineral y metalogénesis de la Cordillera Real del Ecuador-CODIGEM Misión Británica. Quito-Ecuador, 112p.

KENNERLEY J. (1973) Geology of Loja Province, southern Ecuador, Report No 23. London: Institute of Geological Sciences (Overseas Division). Photogeological Unit. 34p.

KENNERLEY J. & ALMEIDA L. (1975) Hoja de Loja (56), escala 1:100000. Instituto Geográfico Militar (IGM), Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos (MRNE), Dirección General de Geología y Minas (DGGM) and Institute of Geological Sciences London (IGS)

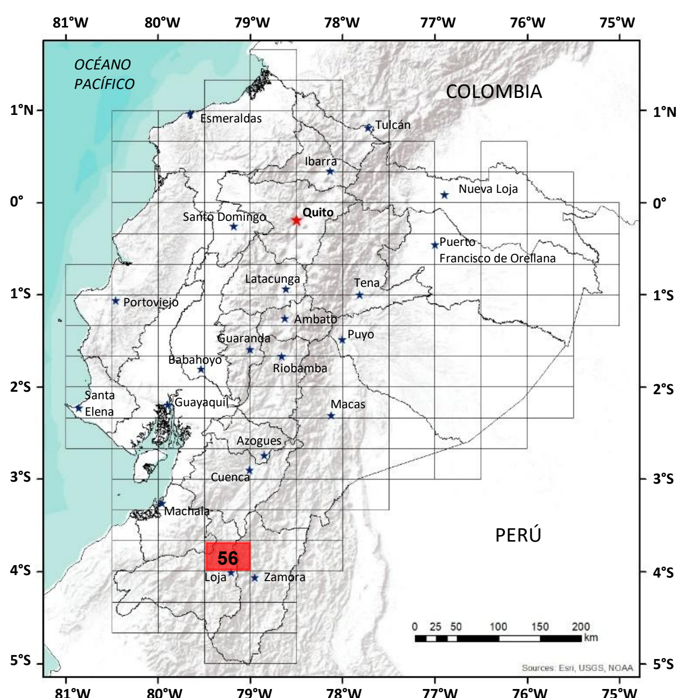
LITHERLAND, M., ASPDEN, J. & JEMIELITA, R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, Inglaterra: British Geological Survey- CODIGEM. Quito.

PRATT W., FIGUEROA J. & FLORES B. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' a nd 4°00'S. Quito: CODIGEM - BGS.

REYES P., MICHAUD F., CARBONEL P. & FORNARI M. (2008) New field studies in the Gonzanamá, Catamayo and Malacatos-Vilcabamba basins, Ecuador: Preliminary results. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice). Extended Abstracts, pp. 442 - 445.

SPIKINGS R., COCHRANE R., VILLAGOMEZ D., VAN DER LELIJ R., VALLEJO C., WINKLER W. y BEATE B. (2014) The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). Gondwana Research, 45p.

UNDP (1972) Survey of metallic and non-metallic minerals (Phase II), Exploration for metallic minerals in southern Ecuador (Operation Nº 8, Loja - El Oro). Follow-up evaluation of geochemical anomalies, Technical report Nº 14.



HOJA GEOLÓGICA-56
LOJA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Loja se encuentra en la región andina del sur del Ecuador, abarcando sectores de las provincias de Loja, Zamora Chinchipe y El Oro, con una extensión aproximada de 2.048 km². La red vial es relativamente accesible en la parte centro-occidental, mientras que hacia la zona centro-oriental presenta limitaciones. Morfológicamente, el área se caracteriza por un relieve irregular con altitudes que oscilan entre los 1.200 y los 3.700 m s. n. m., asociado a los flancos orientales de la Cordillera Real y a las cuencas sedimentarias de Catamayo y Loja.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Paleozoico** se desarrollaron diversas formaciones metamórficas en la Cordillera Real, tales como **Esquisto Agoyán ($D1_A$)** compuesto por esquistos de biotita intercalados con cuarcitas y paragneises de cuarzo y biotita. La edad es probablemente **Devónico** compartiendo un origen similar con la Formación Chigüinda [1]. El **Bloque Amotape Tahuín (BAT)** está representado por las formaciones **El Tigre ($D1\text{-}2?_T$)** y **La Victoria ($D1\text{-}2?_V$)** que presentan secuencias semipelíticas y turbidíticas con edades que sugieren procesos de sedimentación desde el **Cámbrico** hasta el **Carbonífero** [1], [2]. La **Formación Chigüinda (C_C)** compuesta por cuarcitas de grano fino a medio, filitas negras, esquistos grafitosos, pizarras y escasas metagrauvacas, formando parte de una cuenca de margen pasivo con edades U-Pb entre 317.8 ± 7.8 Ma a 358.1 ± 4.9 Ma [2], [3].

Durante el **Triásico**, el rifting continental dio lugar a la anatexia cortical que originó el **Granito Tres Lagunas (TR_{Tl})** y la **Migmatita Sabanilla ($T1_S$)**, con edades de cristalización entre 250 a 227 Ma [4], [5]. La **Anfibolita Monte Olivo ($T3_{Mo}$)** representa ofiolitas triásicas con dataciones U-Pb de zircones que indican edades de 221 a 232 Ma [6], [7]. La **Formación La Bocana ($T3_B$)** formada por granodioritas y migmatitas, evidencia eventos de anatexia vinculados a este rifting [8].

Durante el **Jurásico Superior al Cretácico Inferior** se desarrolló la **Formación Alao Paute ($J3K1_{Ap}$)**, conformada por tobas y andesitas metamorfizadas y asociadas a un arco volcánico juvenil sobre la corteza adelgazada [1], [5]. Posteriormente, la **Formación Chaguarpamba (K_{Ch})** compuesta por secuencias tobáceas y areniscas volcánicas representan las facies de antearco del **Arco Celica** [9].

A inicios del **Cenozoico** durante el **Paleógeno**, el **Grupo Sacapalca** reflejó un arco volcánico post-acrecional, integrado por las formaciones **Changaimina ($K2Pc_{Ch}$), Loma Bernabé (PcE_{Lbe}) y Río Guayucu (PcE_{Rg})**. Estas formaciones están compuestas por lavas y tobas andesíticas, brechas, piroclastos y conglomerados, con edades comprendidas entre 66.9 ± 5.8 Ma a 42.2 ± 3.4 Ma [9], [10].

Entre el **Oligoceno** y el **Mioceno** se consolidó el **Grupo Saraguro (EM_S)** [11], compuesto por las formaciones **Corral Viejo ($O?_{Cv}$), Tesalia (O_{Te}), La Cría ($OM?_{Lcr}$)** y **Portovelo (OM_{Pv}).** Estas formaciones incluyen andesitas afaníticas, brechas volcánicas y lavas de composición intermedia a básica. Constituyen parte del desarrollo de un arco magmático activo, principalmente en las cordilleras de Timbayacu y Payana.

En el **Mioceno** se desarrollaron las cuencas de Gonzanamá, Catamayo y Loja. Las formaciones **Catamayo (M_{Ca})** y **Gulacpamba (M_{Gu})** se conforman por conglomerados, areniscas y calizas yesíferas. Aunque carecen de dataciones radiométricas, algunos estudios [12], [13] las sitúan en el **Mioceno Medio**. En la cuenca de Loja se encuentran las formaciones **Trigal (M_{Tr}), San Cayetano (MSc), Belén (M_{Be}) y Quillollaco (MPL_Q)**, todas con evidencia de sedimentación fluvial y lacustre. Las edades fission-track en circones obtenidas de estas formaciones indican eventos entre 11,1 a 10,0 Ma.

Durante el **Mioceno Superior al Plioceno** se reactivó la actividad volcánica con los eventos registrados en la **Formación Tarqui (MP_{LT}) [14], Infiernillo (PLIf) y Salapa ($PLPI_{SI}$)**, con edades que oscilan entre 6.8 a 2.4 Ma [12], [13]. Estas formaciones están constituidas por tobas dacíticas, lavas riolíticas y flujos laharíticos que representan los últimos pulsos del arco volcánico activo. En el Cuaternario se tienen depósitos superficiales como **Depósito Glaciar (Q_G), Depósito Coluvial (Q_C) y Depósito Aluvial (Q_A)**.

Los cuerpos intrusivos son de composición granítica, granodiorítica, diorítica y cuarzodiorítica de afinidad calco-alcalina, emplazados durante el **Paleógeno** y **Neógeno**. Están vinculados a la evolución del arco magmático andino y en algunos casos presentan asociaciones con alteración hidrotermal como en las zonas de Celen, La Toma y El Cisne.

Estructuralmente, la región está dominada por un sistema de fallas y plegamientos resultado de una prolongada y activa evolución tectónica. Las fallas con orientación NE–SO son predominantes (Fallas Sabanilla, Catamayo, Potrerillos, La Toma y Chonta Cruz) y muestran evidencias de transpresión, controlando los contactos entre formaciones paleozoicas y triásicas. Al noroccidente se evidencia el rasgo asociado a la falla Piñas-Portovelo en dirección O-E. También se identifican fallas con direcciones NO–SE y N–S de menor desarrollo. A escala local, se reconocen plegamientos anticlinales y sinclinales, afectando principalmente a rocas sedimentarias y metamórficas que han sido afectadas por distintos eventos compresivos.

REFERENCIAS

[1] M. LITHERLAND, J. ASPDEN, AND R. JEMIELITA (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador, 1st ed. British Geological Survey. [Online]. Available: https://archive.org/details/1994-litherland-themetamorphic-belts-of-ecuador-sp

[2] R. SPIKINGS, A. PAUL, C. VALLEJO, AND P. REYES (2021) “Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera real, Ecuador: 40Ar/39Ar analyses and detrital zircon U/Pb geochronology,” Gondwana Research, vol. 90, pp. 77–101, doi: 10.1016/J.GR.2020.10.009.

[3] D. CHEW ET AL. (2007) “U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwana margin of the north-central Andes,” Geol Soc Am Bull, vol. 119, pp. 697–711, doi: 10.1130/b26080.1.

[4] R. COCHRANE ET AL. (2014) “Distinguishing between in-situ and accretionary growth of continents along active margins,” Lithos, vol. 202–203, pp. 382–394, doi: 10.1016/J. LITHOS.2014.05.031.

[5] R. A. SPIKINGS ET AL. (2019) “Latest Triassic to Early Cretaceous tectonics of the Northern Andes: Geochronology, geochemistry, isotopic tracing, and thermochronology,” in Andean Tectonics, Elsevier, pp. 173–208. doi: 10.1016/ B978-0-12-816009-1.00009-5.

[6] R. SPIKINGS ET AL. (2015) “The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma),” Gondwana Research, vol. 27, no. 1, pp. 95–139, doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004.

[7] R. COCHRANE ET AL. (2014) “Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea,” Lithos, vol. 190–191, pp. 383–402, doi: 10.1016/J. LITHOS.2013.12.020.

[8] J. A. ASPDEN, W. BONILLA Y P. DUQUE (1995) The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits, Overseas Geology and mineral resources.

[9] INIGEMM (2013) “Hoja de Loja (56), escala 1:100000”, Quito.

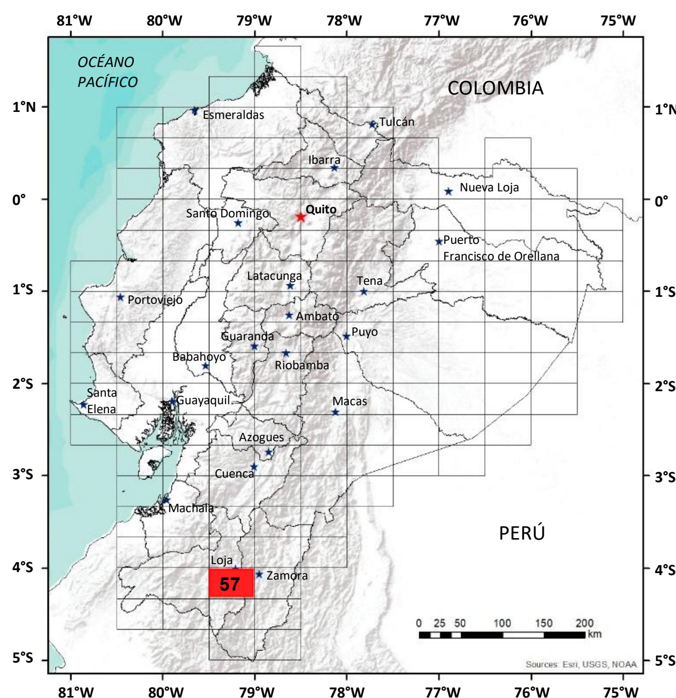
[10] M. STEINMANN (1997) “The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution,” ETH Zürich.

[11] W. PRATT, J. FIGUEROA, AND B. FLORES (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00’ and 4°00’ S. Quito: CODIGEM–BGS.

[12] D. HUNGERBÜHLER ET AL. (2002) “Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador,” Earth Sci. Rev., vol. 57, pp. 75–124.

[13] D. HUNGERBÜHLER (1997) “Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: Evolution, deformation and regional tectonic implications,” PhD Thesis, ETH Zürich.

[14] R. PULUPA ET AL. (2021) “Discriminación litoestratigráfica, petrográfica y geoquímica de la Formación Tarqui en el corte Cañar-Azogues”.



HOJA GEOLÓGICA-57 GONZANAMÁ (1975)

INTRODUCCIÓN

El área de Gonzanamá se encuentra en la Sierra Austral del Ecuador. El terreno es montañoso, con altitudes que varían entre 1200 y 3700 m.s.n.m. El río principal es el Catamayo que drena la mayor parte del área hacia el Océano Pacífico. El Río Zamora, en cambio, drena hacia el Océano Atlántico al Este. Lluvias y temperaturas moderadas a lo largo del año mantienen una escasa vegetación, con pocos árboles, excepto la selva tropical de la Cordillera de los Andes al Este. La Cuenca de Malacatus es cálida y seca, y Vilcabamba es particularmente notable por su clima templado y por sus propiedades de longevidad. Todo el tiempo los caminos unen a Loja (población 44000) con Vilcabamba y Gonzanamá.

GEOLOGÍA

Rocas metamórficas y volcánicas intruidas por cuerpos graníticos son las más difundidas, sedimentos terciarios ocupan las depresiones falladas.

Serie Zamora (V) (Paleozoico): El área de afloramiento tiene acceso muy limitado, pero la Serie Zamora está bien expuesta a lo largo de los caminos, al Este y Oeste de Loja (Hoja de Loja). Las rocas consisten principalmente de filitas, cuarcitas y micaesquistos; las cuarcitas predominan al Este. Al Oeste de Loja los esquistos y gneises biotíticos, conjuntamente con esquistos grafíticos, son notables. Estos últimos son particularmente prominentes en San Miguel (857-365) y se hallan asociados con esquistos moscovíticos y cuarcitas.

Un gneis biotítico-moscovítico de grano medio a grueso se encuentra a lo largo del camino (927-280), al Oeste de Vilcabamba. El rumbo de la foliación es generalmente NNE y las rocas están a veces plegadas isoclinalmente siguiendo ejes de dirección similar. Los ejes de plegamiento son pocos, pero los registrados presentan una inmersión suave hacia el Norte.

Un granito homogéneo de grano medio, localizado al NE de la Hoja y que en ciertos lugares presenta una foliación paralela débil, con rumbo regional NNE de los esquistos adyacentes, parece tener origen en procesos metasomáticos locales.

Se cree que la Serie Zamora es de edad paleozoica porque un granito semejante situado dentro de las rocas metamórficas de la Serie Zamora en la Hoja de Saraguro al Norte, da una edad radiométrica de 168 millones de años.

Formación Piñón (K) (Cretáceo): La Formación Piñón se encuentra al Oeste de Nambacola y consiste de andesita porfirítica verdosa que contiene fenocristales feldespáticos de más de 6mm de diámetro. En la quebrada Santal (688-477) una capa aislada de lutita negra de varios metros de espesor está interestratificada en los volcánicos de la Formación Piñón.

Filitas Zambi (L) (Laramide): Las Filitas Zambi se encuentran en un bloque fallado en la esquina Noroeste de la Hoja. Se cree que estas rocas, que fueron metamorfoseadas durante la Orogenia Laramídica, formaron anteriormente parte del Grupo Alamor del Cretáceo Superior (Kennerley, 1973).

Formación Sacapalca (PcS) (Paleoceno): La Formación Sacapalca está constituida por lavas andesíticas con capas piroclásticas intercaladas, y rellena una fosa tectónica, alineada de Norte a Sur, de cerca de 25km de ancho, la misma que se extiende fuera del borde occidental de la Hoja. Las lavas son andesitas porfiríticas de color café, castaño o gris, en contraste con las andesitas verdes de la Formación Piñón. Son ricas en fenocristales de andesina-labradorita con zonado oscilatorio. Los minerales máficos incluyen enstatita, augita, hiperstena y raramente hornblenda. Se encuentran algunas lavas basálticas. Los piroclásticos son tobas andesíticas con tobas aglomeráticas y aglomerados subordinados. Son de color castaño, amarillo y gris y están compuestas de fragmentos líticos, vítreos y de cristales, en una matriz vítrea, parcialmente desvitrificada.

Al Sur se presenta plegamiento en ejes NNW, pero generalmente las capas buzan al Este. El espesor de la Formación es desconocido porque está limitado por fallas, pero se ha deducido que tiene varios miles de metros.

La Formación Sacapalca está intruida por la granodiorita de El Tingo que da una edad radiométrica de 49 millones de años, indicando una edad pre-eocénica.

Formación Gonzanamá (PcG) (Paleoceno): La Formación Gonzanamá se encuentra en una franja estrecha a lo largo del borde oriental de la fosa ocupada por la Formación Sacapalca. Es una secuencia de sedimentos y volcánicos intercalados y volcánicos intercalados. Los sedimentos están bien estratificados en capas de 2 a 30cm de espesor y consisten de lutitas, predominantemente negras, y limolitas, con areniscas y arenas de grano grueso. Estratos de chert y concreciones calcáreas aparecen en las lutitas y capas delgadas de caliza se encuentran a lo largo del camino de Nambacola (755-420). Un conglomerado basal y rizaduras de areniscas afloran en la Escuela Gerinoma (730-471). Las rocas volcánicas son andesíticas y consisten principalmente en toba y toba aglomerática con lavas intercaladas.

La secuencia buza al Este, pero localmente (747-334), estratos contorsionados sugieren hundimiento intraformacional. Donde la estratificación es más gruesa, aparece un plegamiento chevrón en forma de V (745-392).

La Formación Gonzanamá descansa sobre la Formación Sacapalca con concordancia aparente en Gonzanamá y Gerinoma, pero en otros sitios no se puede establecer la relación. Está cubierta discordantemente por la Formación Loma Blanca y las Porfiritas Purunuma en la Cuenca de La Toma. Indica una edad paleocénica.

Se estima que la Formación tiene por lo menos 1000m de espesor.

Porfiritas Purunuma (E) (?Eoceno): Las porfiritas cuarzosas de Purunuma se encuentran sobre ambos lados de la Cuenca de Malacatus. Representan una extrusión eocénica y una cuña intercalada de limo y lutita negra que sugiere sedimentación contemporánea.

CUENCAS DE MALACATUS Y LOJA

Los depósitos del Terciario Superior están bien preservados en las cuencas de Malacatus y Loja – dos depresiones falladas – que se hallan casi enteramente dentro de terrenos metamórficos de la Serie Zamora. Los depósitos se encuentran divididos en cuatro unidades litoestratigráficas.

Formación Loma Blanca (O-ML) (Oligoceno-Mioceno Inferior): Los volcánicos de la Formación Loma Blanca afloran a lo largo de casi toda la Cuenca de Malacatus, pero predominan al Norte. Consisten en un aglomerado basal cubierto por toba aglomerática, toba y flujos de lavas. Los aglomerados contienen bloques de más de un metro de diámetro. Las tobas, que llegan a ser dominantes al Sur, son generalmente amarillas y de composición andesítica. Contienen abundantes cristales de cuarzo y fragmentos de filita de más de 4cm de diámetro. Un flujo de lava presente en la Formación (827-538) es una andesita porfirítica con fenocristales de hiperstena y andesina en una matriz de vidrio ligeramente desvitrificada y cristales de magnetita. Se estima que el espesor supera los 1500m.

En el extremo meridional de la Cuenca de Loja aparece un afloramiento pequeño de aglomerados andesíticos.

Formación Trigal (MT) (Mioceno): La Formación Trigal descansa concordantemente sobre la Formación Loma Blanca. Está constituida por arcilla con capas delgadas de arenisca, limolita y toba. Las arcillas contienen vetas de yeso y cristales de selenita impregnados de sulfuro. Mantos de lignito se encuentran al tope de la Formación. El espesor es de ca. 450m. La Formación Trigal en la Cuenca de Loja está localmente laminada.

Cerca de El Tambo (857-514) se recogió un ostrácodo de agua salobre: *Cyprideis stephensoni* (Sandberg) de edad miocénica.

Formación San Cayetano (MS) (Mioceno): La Formación San Cayetano descansa concordantemente sobre la Formación Trigal. Está constituida por areniscas finamente estratificadas, limolita, lutita silícea, lutita calcárea, mantos de carbón, estratos delgados de conglomerados y capas guijarrosas. Las areniscas están bien estratificadas, de color gris a amarillo y generalmente arcósicas. Muestran rizados y, localmente, estratificación cruzada. Las lutitas contienen vetas de yeso de más de 10cm de espesor y fracturas cubiertas de sulfuro. Las lutitas blancas silíceas forman escarpas prominentes y contienen capas de diatomitas separadas por capas más suaves de tierra diatomácea. Los mantos de carbón que llegan hasta 2m de espesor; están clasificados como sub-bituminosos a lignito (UNDP, 1969). El espesor de la Formación se estima en 700m.

La flora fósil es abundante en la Formación San Cayetano, pero no es muy diagnóstica. Berry (1945), basándose en las especies *Camphoromea speciosa*, *Cassia longifolia*, *Hieronymia lehmanni* y *Tapirira lanceolata*, consideró que la flora de la Cuenca de Loja es Mioceno Tardío.

Formación Quillollaco (M-Pl) (Mio-Plioceno): La Formación Quillollaco descansa discordantemente sobre las Formaciones del Terciario más antiguas. Está compuesta principalmente de conglomerados con arenas de grano grueso, arenisca y limolita micácea, formando capas prominentes. El conglomerado es generalmente amarillento-café y lo forman componentes bien redondeados, de 2 a 30cm de diámetro, de cuarcita, cuarzo de vetas, filita y esquistos sericíticos derivados de las rocas metamórfica circundantes. Tiene estratificación gruesa y en la Cuenca de Loja forma crestones pronunciados, claramente visibles en las fotografías aéreas. En el Cerro Mandango (958-286) es más o menos horizontal. El espesor es ca. 800m.

Flujo de Lava (P) (Pleistoceno): Un flujo extenso de porfiritos andesíticos cubre la superficie al Sur de Gonzanamá, y al Este de Nambacola un domo de lava ha irradiado flujos de ignimbrita.

Depósitos Superficiales (Cuaternario): Los depósitos glaciales con morrenas prominentes ocupan las depresiones a lo largo de la cumbre de la Cordillera de los Andes. Abanicos aluviales se encuentran esporádicamente siguiendo los márgenes de la Cuenca de Malacatus. Los derrumbes ocurren principalmente en los sedimentos terciarios donde se encuentran las arcillas. La parte central de la Cuenca de Catamayo y los valles principales de las cuencas de Malacatus y Loja presentan depósitos aluviales. De entre estos, los más antiguos están preservados como terrazas; una de ellas (003-565), al Sur de Loja, se halla a 90m sobre el actual nivel del río.

INTRUSIVOS

Varios cuerpos graníticos se hallan intruidos dentro de la Formación Sacapalca. El intrusivo El Tingo (780-576) es una granodiorita de grano grueso, gris a rosado, con xenolitos de rocas volcánicas, que da una edad radiométrica de 49 millones de años.

ESTRUCTURA

Las estructuras dentro de las Formaciones pre-terciarias quedaron descritas arriba.

Fallas prominentes N-S controlan la disposición de la Formación Sacapalca en un graben, y fallas NNW-SSE limitan los depósitos de la Cuenca de Malacatus. En general hay un sistema de bloques fallados por hundimiento al Oeste y se inclina al Este. Los volcánicos y sedimentos en las cuencas de Malacatus y Loja generalmente buzan al Este, pero existe un plegamiento moderado a fuerte (003-509; 963-337) y el estrato aún está volcado cerca de Picota (916-390). Por fallamiento también se repite parcialmente la secuencia en las dos cuencas. El plegamiento implica fuerzas compresionales, y el estrato volcado cerca de Picota sugiere que las fallas a lo largo del lado oriental de las cuencas pueden ser fallas inversas altamente inclinadas.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Existe mineralización en Changaimina (668-335) y en el Tingo (772-568). En Changaimina, Manguez y Mosquera (1959) describieron galena en cantos rodados con pirita, clorita y epidota. En el reconocimiento geoquímico sistemático realizado por Naciones Unidas (UNDP, 1972) en 1970 se registró un valor alto de cobre (120ppm) en un sedimento de una corriente que desciende en esta área. Valores anomálicos de Cu, Zn y Pb (60, 260 y 120ppm respectivamente) se registraron, igualmente en el Tingo, asociados con la intrusión granodiorítica. Aquí Villemur (1967) ha reportado previamente calcopirita, y un poco al Este, enriquecimiento secundario en cobre.

Los mantos de **carbón** de la Formación San Cayetano han sido trabajados de tiempo en tiempo mediante galerías pequeñas, pues, sin inclinación excesiva ha imposibilitado hacerlo económicamente. El análisis de cuatro muestras de lutitas calcáreas de la Formación San Cayetano dio **carbonato**, cuyo contenido varía del 37% al 78%, cuatro análisis de **diatomita** de esta misma Formación indicaron un promedio de 85% de sílice (UNDP, 1969). Villemur (1969) puso atención en el contenido de **grafito** de las rocas metamórficas de la Serie Zamora, pero sin hacer su evaluación. El **yeso** es prominente en las arcillas de las Formaciones terciarias con vetas de más de 10cm de espesor (900-374).

Abastecimiento de agua: La mayor parte de los ríos fluyen todo el año y proveen adecuado abastecimiento de agua, excepto al Noroeste. Las lluvias son escasas de mayo a octubre, motivo por el que se hace necesaria la irrigación para los cultivos.

REFERENCIAS

BERRY E. W. (1945) Fossil floras from southern Ecuador. John Hopkins Univ., Baltimore. Studies in Geology No. 14.

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province, southern Ecuador. Inst. Geol. Sci., London, Overseas Division Report. No. 23.

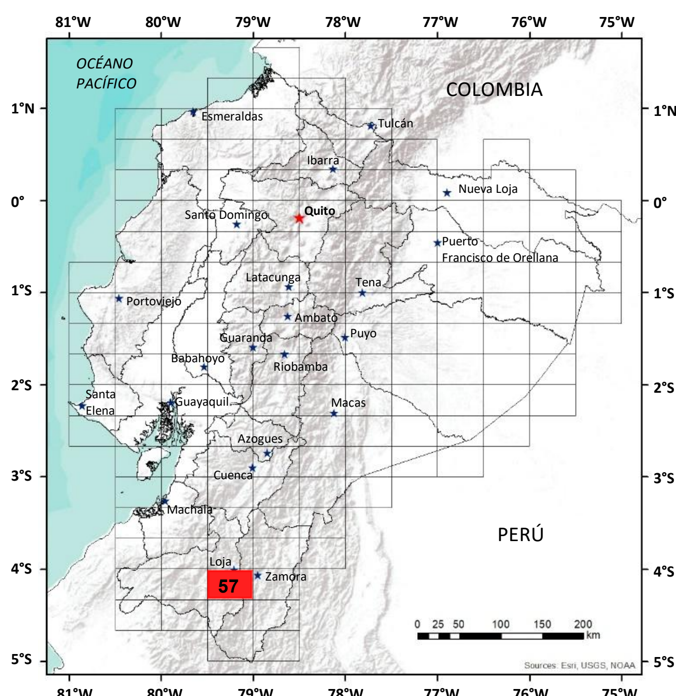
MANGEZ G. & MOSQUERA C.F. (1959) Viaje de información en Changaimina, Provincia de Loja. Misión Franco-Ecuatoriana. Informe inédito, DGGM.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Instituto Francés del Petróleo y Servicio Nacional de Geología y Minería.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals; Coal Investigation, Operation No. 1, Cuenca-Biblián and Loja. U.N.D.P. New York-Quito, Technical Report No. 1.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1972) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals (Phase II); Exploration for metallic minerals in southern Ecuador, Loja-El Oro, Operation No. 8, Systematic geochemical exploration and geological reconnaissance. U.N.D.P. New York-Quito, Technical Report No. 13.

VILLEMUR J. R. (1967) Estudio de reconocimiento geológico-mineralógico de la Provincia de Loja. Cooperación Técnica Francesa. Informe Inédito DGGM.



HOJA GEOLÓGICA-57
GONZANAMÁ (2017)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica Gonzanamá cubre una superficie aproximada de 2000km^2 en la región Sierra al sur de Ecuador e incluye parte de las provincias de Loja y Zamora Chinchipe. Las principales redes viales son las carreteras Catamayo - Quilanga, Loja – Vilcabamba y Loja – Zamora. Se tiene una topografía bastante irregular, desde contrafuertes montañosos hasta zonas planas rellenas con depósitos sedimentarios. Las altitudes varían entre 1100 msnm en la zona de Nambacola hasta cerca de 3800 msnm en la cordillera Real.

GEOLOGÍA

Incluye los dominios geomorfológicos del macizo metamórfico de la cordillera Real y las cuencas sedimentarias intramontañosas de Gonzanamá, Malacatos – Vilcabamba, Nambacola y la parte Sur de la cuenca de Loja. Las rocas metamórficas de la cordillera Real (CR) constituyen el basamento cristalino en la parte oriental de la zona mientras que la parte occidental del área está dominada por rocas volcánicas y volcano sedimentarias que anteriormente fueron agrupadas sin discriminación en la Formación Sacapalca del Paleoceno (Kennerley, 1973: Kennerley y Almeida, 1975) y que en este trabajo han sido discriminadas en unidades litológicas que se extienden desde el Paleoceno hasta el Plioceno.

Las cuencas sedimentarias intramontañosas han sido objeto de estudios detallados (Hungerbühler, 1997; Hungerbühler y otros 2002) con numerosas dataciones radiométricas que han permitido establecer la detallada historia geológica de la zona.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Chigüinda (Pz_{Lc}) (Devónico-Pérmico): Litherland y otros (1994). Se encuentra ampliamente expuesta, principalmente en el flanco occidental de la CR y formando el basamento de las cuencas de Loja y Vilcabamba. Incluye secuencias de rocas metamórficas de bajo grado con filitas, cuarcitas, esquistos pelíticos y esquistos grafitosos. Al suroriente de Vilcabamba, las cuarcitas aparecen localmente conglomeráticas con clastos de filita y cuarcita con débil foliación (UTM:700149E; 9522358N). El espesor de varios miles de metros probablemente se encuentra aumentado por procesos de transposición tectónica y cabalgamientos. Litherland y otros (1994) sugieren una edad Devónico a Pérmico y Chew y otros (2007) reportan una datación U/Pb de 362 ± 12 Ma en circón.

Unidad Agoyán (Pz_{La}) (Paleozoico): Litherland y otros (1994). Está expuesta a manera de pequeñas escamas tectónicas principalmente en el cerro Toronche (UTM: 696957E; 9544148N) y en la quebrada S/N (UTM: 694952E; 9557414N). Se pueden observar esquistos biotíticos, cuarcitas blancas y gneises cuarzo-micáceos. Litherland y otros (1994) infieren una edad paleozoica para la unidad.

Unidad Sabanilla (TR_{Ls}) (Triásico): Litherland y otros (1994). Se encuentra principalmente en la vertiente oriental de la CR, a lo largo del río Sabanilla (UTM: 715965E; 9551100N). Consiste de gneises migmatíticos formados esencialmente por biotita, cuarzo, feldespato alcalino, moscovita y cordierita. L a edad para la unidad se encuentra en un intervalo de 224-240 Ma (Spikings y otros, 2014), similar a la de la Unidad Tres Lagunas.

Unidad Tres Lagunas (TR_L) (Triásico): Aspden y otros (1992). Aflora principalmente en la vertiente oriental de la CR y en el alto estructural que separa la cuenca de Loja de las cuencas occidentales de Catamayo y Malacatos – Vilcabamba. Consiste de rocas graníticas de grano medio a grueso, variablemente metamorfizadas y cizalladas, con plagioclasa, feldespato alcalino, moscovita, biotita y fenocristales de cuarzo azul. Los granitoides se interpretan como tipo S emplazados en una zona de rift. Litherland y otros (1994) señalan una edad de 227.6 ± 32 Ma, confirmada por Spikings y otros (2014).

Unidad Pucarón ($J?_{Pc}$) (Jurásico): Los mejores afloramientos se localizan en San Francisco de Numbala (UTM: 716261E; 9521401 N). Consiste de filitas, esquistos sericíticos y meta–areniscas. Los esquistos contienen porfiroblastos de cordierita y granate, mostrando inclusiones aladas, sombras de presión y "mica fish". Hacia el este, la secuencia es de bajo grado metamórfico con capas centimétricas de filitas y meta-areniscas mostrando estratificación.

Unidad Yacuambí (J_{Ya}) (Jurásico): INIGEMM (2014a). Presente al Noreste en la zona subandina. Una pequeña parte de la escama tectónica se extiende hasta la cordillera Paredones (UTM: 721600 E; 9529000 N). Consiste de lutitas, areniscas volcánicas finas, tobas y lavas verdes que, en conjunto, desarrollan metapelitas, filitas y esquistos en zonas de cizalla.

Unidad Alao-Paute (J_{Aa}) (Jurásico): Litherland y otros (1994). Estos autores reportan la presencia de esta unidad en el denominado "Inlier de Quilanga". Los principales afloramientos se exponen en las vías Quilanga-Las Aradas (UTM: 676516E; 9521590N) y Purunuma-Malacatos. Litológicamente consiste de esquistos verdes, meta-andesitas de color gris verdoso e intercalaciones de metapelitas de color gris, con esquistosidad pronunciada. Litherland y otros (1994) sugieren que la Unidad Alao – Paute corresponde a un arco de islas oceánico.

Unidad Chaguarpamba (K_{Ch}) (Cretácico): INIGEMM (2013a). Anteriormente cartografiada en el Grupo Alamor, tiene sus principales exposiciones en el sector de Santiago y en la carretera hacia el río Catamayo (UTM: 668063E; 9555459N). Consiste de tobas arenosas verdes a café amarillentas, con plagioclasa, máficos y líticos de color negro. Las tobas se encuentran intercaladas con lutitas y limolitas de coloración verdosa a negra. La edad se ha establecido en base a correlaciones estratigráficas, en el Cenomaniense (INIGEMM, 2013a).

Unidad Changaimina (Pc_{Ch}) (Paleoceno): INIGEMM (2013b). Aflora principalmente en la quebrada El Limón (UTM: 678448E; 9552598N) y en el río Catamayo (UTM: 672072E; 9557055N). Está compuesta de lavas y brechas andesíticas a basálticas gris verdosas con plagioclasas y anfíboles subhedrales. Una muestra datada por Hungerbühler (1997) en el sector de Bramaderos, da una edad de 66.9 ± 5.8 Ma que sería aplicable para esta unidad. El volcanismo es de naturaleza calcoalcalina de arco continental.

Unidad La Cruz (Pc_{Lc}) (Paleoceno): INIGEMM (2013b). Aflora en el sector de Los Encuentros (UTM: 666290E; 9537500N) extendiéndose hasta el sector de Potrerillos. Consiste de una secuencia volcanoclástica con aglomerados, brechas piroclásticas e ignimbritas de composición andesítica; localmente se intercalan capas centimétricas de microconglomerados con clastos metamórficos. Se infiere que la edad es paleocénica por sus relaciones estratigráficas.

Unidad Río Guayucu (Pc_{Rg}) (Paleoceno): Definida en el presente trabajo en los afloramientos localizados en la vía Gonzanamá – Cariamanga (UTM: 668834E; 9525636N) y en las márgenes del río Guayucu. Es una secuencia volcano sedimentaria estratificada, constituida por depósitos de caída, lahares y localmente areniscas volcánicas. Se infiere una edad paleocénica y depositada en un ambiente volcánico activo.

Unidad Capilla (Pc_{Cp}) (Paleoceno): Definida en este trabajo por los afloramientos en la parte alta del poblado Capilla (UTM: 688966E; 9546544N). Está constituida principalmente por andesitas y andesitas basálticas de color verde oscuro, junto a brechas volcánicas con líticos andesíticos y flujos aglomeráticos. Por sus relaciones estratigráficas la edad asumida es paleocénica.

Unidad Solanda (E_{Sd}) (Eoceno): Definida por Hungerbühler (1997) en la Formación Loma Blanca, pero redefinida por los afloramientos en el río Solanda (UTM: 684685E; 9534250N). Está formada por conglomerados que se intercalan con capas de tobas ácidas púrpuras de grano muy fino y areniscas de grano grueso de color verdoso. Sobreyace discordantemente al basamento metamórfico y subyace concordante a la Formación Loma Blanca. Hungerbühler (1997) le asigna una edad de 36.5 ± 4.4 Ma.

Unidad Uritusinga (EO_{Ur}) (Eoceno): Definida en el presente trabajo por los afloramientos de la vía Punzara Grande-Malacatos en el sector del cerro Uritusinga (UTM: 697253E; 9546395N). Se compone de flujos piroclásticos de brechas polimícticas y tobas dacíticas con cristales de cuarzo y biotita. Se encuentra discordante y aislada sobre el basamento metamórfico, pero se estima equivalente a la Formación Loma Blanca con una edad Eoceno-Oligoceno.

Formación Loma Blanca (OM_{Lb}) (Oligoceno): Kennerley (1973). Los principales afloramientos se encuentran a lo largo de la vía Malacatos – Purunuma. Afloran brechas volcánicas polilíticas, con niveles de tobas andesíticas púrpuras y areniscas volcánicas del mismo color y grano fino, con las que se intercalan localmente flujos de lavas andesíticas. Al noroeste de Catacocha se reportan edades de 40.6 ± 5.4 – 22.5 ± 0.9 Ma (Hungerbühler y otros, 2002).

Unidad Guayabal (OM_{Gl}) (Oligoceno): INIGEMM (2014b). La unidad aflora principalmente cerca del río Catamayo. Se han identificado brechas y aglomerados de color gris claro verdoso, de composición intermedia a ácida. Ocasionalmente se encuentran lavas andesíticas porfiríticas de tonalidad gris claro. Por relaciones estratigráficas se le atribuye una edad oligo-miocénica.

Formación Quinara (M_{Qu}) (Mioceno): Hungerbühler (1997). Los principales afloramientos se encuentran alrededor del poblado de Quinara. Consiste de una secuencia de flujos piroclásticos ácidos que varían entre tobas e ignimbritas con líticos metamórficos y niveles de flujos laharíticos. Subyace discordantemente a los conglomerados de la Formación Cerro Mandango. Hungerbühler (1997) indica una edad con rangos entre 15.1 ± 1.6 a 14.2 ± 3.4 Ma y se interpreta a la unidad como un remanente volcánico que subyace a las series sedimentarias de la cuenca de Malacatos – Vilcabamba.

Formación Gonzanamá (M_{Gz}) (Mioceno): Kennerley (1973). Los principales afloramientos se localizan en la vía Nambacola - Gonzanamá – Quilanga y remanentes aislados en el sector de Sasaco. Se compone de tres miembros no discriminados cartográficamente. El Miembro Inferior está formado por secuencias de brechas andesíticas de color café grisáceo que se intercalan areniscas gruesas amarillentas. El Miembro Intermedio incluye estratos métricos de calizas micríticas, margas y limolitas calcáreas, variando al tope a sedimentos siliciclásticos constituidos por tobas blancas, areniscas finas gris amarillentas y grauvacas finas verdosas. El Miembro Superior está constituido a la base por brechas volcano sedimentarias de color marrón y riolitas. Hungerbühler (1997) reporta edades entre 14.4 ± 1.8 a 16.4 ± 3.8 Ma y su ambiente depositacional estaría relacionado a sistemas lacustres-palustres con sedimentación carbonatada (Corrochano, 2014).

Formación San José (M_{Sjo}) (Mioceno): Hungerbühler (1997). Los principales afloramientos se observan en los sectores de San José (UTM: 688071E; 9537003N) y El Carmen. Incluye areniscas calcáreas, delgadas capas de calizas y conglomerados con clastos volcánicos y metamórficos. Hungerbühler y otros (2002) indican un rango de edad entre 13.5 ± 1.2 y 13.1 ± 1.9 Ma e interpretan a esta secuencia como depósitos de ambiente de llanura lutítica próxima a la costa, donde se produjeron periódicas invasiones marinas.

Formación Santo Domingo (M_{Sd}) (Mioceno): Hungerbühler (1997). Los afloramientos tipo se presentan a lo largo de la vía Malacatos - El Tambo y en los sectores Santo Domingo y La Merced. Está formada por una asociación de facies inferior formada en su mayor parte por niveles lutíticos y evaporíticos (Miembro Yesos) graduando lateralmente a una asociación de facies con lutitas, areniscas, capas de turba y carbón (Miembro Carbón). Sobreyace concordante a la Formación San José y se infiere un paso transicional a la Formación San Francisco. Se reportan dataciones entre 14.6 ± 1.8 a 12.0 ± 1.2 Ma y se propone como ambiente de depósito una llanura lutítica con influencia mareal surcada esporádicamente por canales distributarios (Hungerbühler y otros, 2002).

Formación San Francisco (M_{Sfr}) (Mioceno): Corrochano (2014). Se observa en el sector de la quebrada Santo Domingo cerca del poblado San Francisco Bajo, así como en el sector "La Granja Block" (UTM: 696172E; 9535502N). Consiste de limolitas y areniscas gris azuladas, bien clasificadas, con intercalaciones canaliformes de areniscas de color marrón con estratificación cruzada en surco y, conglomerados con clastos metamórficos. Yace discordante sobre la Formación Quinara al Sur de Malacatos y se infiere un contacto transicional con la Formación Santo Domingo. Se reportan dataciones con rango entre 14.6 ± 1.8 a 12.0 ± 1.2 Ma (Hungerbühler y otros, 2002). Se interpreta como depositada en un ambiente estuarino dominado por acción fluvial, con cierta influencia mareal y de oleaje.

Formación Trigal (M_{Tr}) (Mioceno): Kennerley (1973). Esta Formación aflora en una reducida área cerca de la quebrada El Socabón (UTM: 694450E; 9556953N). Está compuesta por areniscas, limolitas calcáreas con finas laminaciones de lutitas e intercalaciones de conglomerados y areniscas. La edad asignada por Hungerbühler (1997) es Mioceno Medio.

Formación San Cayetano (M_{Sc}) (Mioceno): Kennerley (1973) Expuesta al sur de la cuenca de Loja, principalmente en los sectores de Zamora Huaycu (UTM: 700768E; 9557218N) y Cajanuma (UTM: 699152E; 9548307N). Está compuesta por estratos de lutitas con ondulitas, improntas de tallos y hojas, así como restos de gasterópodos; diatomitas, areniscas, limolitas y ocasionalmente conglomerados. Una muestra obtenida en el sur de la cuenca (UTM: 699147E; 9548622N) data de hace 10.7 ± 1.6 Ma (Hungerbühler, 1997).

Miembro La Banda (M_{Lbd}) (Mioceno): Definido en el presente trabajo como miembro intermedio de la Formación San Cayetano. Se encuentra cartografiado como una estrecha franja discontinua en dirección NE-SO. Aflora al noroeste de la quebrada El Socabón (UTM: 694579E; 9556840N). Este miembro se compone de una secuencia formada por calizas, margas, lutitas, limolitas calcáreas y finas capas de areniscas. La edad asignada por Hungerbühler (1997) es de 11 Ma.

Formación Belén (M_{Be}) (Mioceno): Hungerbühler (1997). Aflora en la cuenca de Loja, principalmente en los sectores de Menfis (UTM: 696539E; 9557164N) y Colinas Lojanas (UTM: 696418E; 9555870N). Consiste de areniscas con lentes conglomeráticos e intercalaciones finas de lutitas y limolitas que ocasionalmente presentan slumps. Según Hungerbühler (1997) la edad es Mioceno Tardío.

Formación Catamayo (M_{Ca}) (Mioceno): Jaillard y otros (1996). Se localiza en la parte sur de la cuenca sedimentaria de Catamayo, desde el norte en el barrio Santo Domingo de Guzmán (UTM: 682824E; 9556800N) hasta el Sur en el sector de Santa Rita (UTM: 683000E; 9945100N). Está constituida por lutitas y limolitas de tonalidades verdes y púrpuras, con variación gradual hasta areniscas con aporte volcánico; incluye niveles de tobas estratificadas de composición dacítica. Se han observado también brechas sedimentarias con líticos metamórficos intercaladas con lutitas y limolitas de tonos rojizos y verdosos. La edad correspondería al Mioceno según Hungerbühler y otros (2002).

Unidad Illaca (M_{Il}) (Mioceno): Definida en este trabajo por los afloramientos expuestos en San José de Illaca (UTM: 668577E; 9548891N) y Uruchambo (UTM: 672798E; 9548646N). Está constituida por tobas de composición dacítica con tonalidades verdosas, cremas y púrpuras. Por sus relaciones estratigráficas se le atribuye una edad miocénica.

Unidad Huayco (M_{Hy}) (Mioceno): Definida por afloramientos ubicados en el sector del Huayco, cerca de la quebrada Jacapo (UTM: 684335E; 9547334N) y en el sector de La Era (UTM: 688620E; 9544568N). Consiste de aglomerados con clastos de andesitas porfiríticas en matriz arenosa, con intercalaciones de flujos de brechas volcánicas. Por las relaciones estratigráficas, su edad se estima como miocénica.

Formación Quillollaco (MPL_Q) (Mioceno-Plioceno): Kennerley (1973). Su localidad tipo se ubica en la quebrada Quillollaco (UTM: 697400E; 9560400N) en la parte sur de la cuenca sedimentaria de Loja. Está conformada por conglomerados gruesos con lentes de areniscas y limolitas; además exhibe cambios laterales de facies donde dominan las areniscas, limolitas y arcillolitas. Según Hungerbühler y otros (2002) la edad de esta formación es del Mioceno tardío.

Formación Cerro Mandango (MPL_{Cm}) (Mioceno-Plioceno): Kennerley (1973). Aflora en la cuenca sedimentaria de Malacatos – Vilcabamba, con buenas exposiciones a lo largo de la vía Vilcabamba – Quinara. Litológicamente consiste de una secuencia de conglomerados intercalados con estratos métricos de tobas de lapilli de color café grisáceo. Yace en discordancia angular sobre los sedimentos miocénicos de la Formación San Francisco y discordante también al sur sobre la Formación Quinara. Dataciones indican edades desde 11.4 ± 1.6 a 7.7 ± 0.8 Ma (Hungerbühler, 1997).

Unidad Suro (PL_{Su}) (Plioceno): Definida en este trabajo como una franja de 1 km de ancho por 5km de largo desde Loma Collona hasta Suro (UTM: 699623E; 9521199N). Consiste de secuencias métricas de paraconglomerados intercalados con niveles centimétricos de areniscas conglomeráticas. Esta unidad sobreyace discordante a la Formación Cerro Mandango y constituyen depósitos de un sistema aluvial que por su posición estratigráfica serían de edad pliocénica.

Unidad Infiernillo (PL_{If}) (Plioceno): Definida por sus afloramientos ubicados en el sector de Infiernillo (UTM: 682625E; 9552751N). Está caracterizada por la presencia de lahares jóvenes, con mal sorteo de clastos de andesitas en matriz arenosa, con tamaños desde 10 cm a 2.5 metros. Por su posición estratigráfica se asume una edad pliocénica para esta unidad.

Unidad El Fundo (PL_F) (Plioceno): INIGEMM (2013b). Constituida por remanentes del relleno de una microcuenca. Los principales afloramientos se encuentran expuestos en los sectores Las Queseras y Lanzaca. Consiste de conglomerados y tobas retrabajadas, además de depósitos fluvio-lacustres bien estratificados, avalanchas y flujos de lodo. Sobreyace discordantemente a la Unidad Río Guayucu y es considerada de edad pliocénica.

Unidad Culanga (PL_{Cu}) (Plioceno): Definida por este trabajo en los afloramientos ubicados a lo largo de la vía Sasaco-Culanga (UTM: 68133E; 9540806N). Está constituida por brechas piroclásticas de composición andesítica, de color gris claro a crema; además de tobas con clastos volcánicos. Se le asigna una edad pliocénica por sus relaciones estratigráficas.

Unidad El Carmen del Laurel (PL_{Cl}) (Plioceno): Definida en este trabajo por los afloramientos expuestos en el sector El Carmen del Laurel (UTM: 672384E; 9524608N). Está constituida por lahares de color anaranjado, matriz soportados con clastos de andesitas, andesitas basálticas y riodacitas, en matriz arenosa. Se infiere que estos depósitos pueden provenir de una fuente de colapso de domo de edad pliocénica.

Unidad Quilanga (PL_{Ql}) (Plioceno): Definida en este trabajo en los afloramientos de la vía Gonzanamá-Quilanga-Purunuma (UTM: 676 200E; 9 525000N). Litológicamente consiste de lavas basálticas subporfiríticas de color negro, estructura columnar. Sobreyace discordantemente a la Formación Gonzanamá y a la Unidad El Carmen del Laurel y se infiere una edad pliocénica.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES.

Depósitos glaciares (Q_G) (Cuaternario): Se observan en las zonas altas de la cordillera, en el sector de las Lagunas del Parque Nacional Podocarpus. Incluyen morrenas con tillitas en circos glaciares y valles en U.

Depósitos coluviales (Q_C) (Cuaternario): A manera de avalancha de escombros aparece en el sector de Palotine; flujos de detritos y deslizamientos también afectan las vías a Malacatos y San Pedro de Vilcabamba. Generalmente incluyen material poco consolidado, con componentes de las fuentes metamórficas y/o volcánicas.

Depósitos aluviales (Q_A) (Cuaternario): Se encuentran en las márgenes de los ríos Solanda, Malacatos, Zamora Huaycu, Catamayo y Chinguilamaca y en el sector de Quinara. Están constituidos por material poco consolidado con cantos y bloques de rocas metamórficas y volcánicas.

ROCAS INTRUSIVAS

Complejo Intrusivo Zamora (J_Z) (Jurásico): Litherland y otros (1994). Aflora en la parte oriental de la zona de estudio. Comprende granodioritas y dioritas localmente deformadas. Las granodioritas contienen plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo. Los contactos con las unidades Sabanilla y Pucarón son tectónicos. Numerosas edades radiométricas indican una edad jurásica y constituyen granitoides tipo I de arco continental.

Dioritas (D^D): Se encuentran en la vía Sasaco-Matala (UTM: 678757E; 9538636N). Son rocas masivas, fuertemente diaclasadas, de color gris oscuro, textura alotriomórfica con cristales de plagioclasa y anfíbol, localmente con alteración propilítica.

Granodioritas (G^{Gd}): Estos cuerpos intrusivos han sido definidos por diferentes autores e identificados como El Tingo, Rodanejo y Palo Blanco. El intrusivo El Tingo de 47 Ma (Kennerley, 1973) se ubica cerca de Nambacola (UTM: 676774E; 9556894N). Es una roca plutónica de color gris claro, con textura fanerítica, a veces con xenolitos de andesitas basálticas que pertenecerían a la Unidad Changaimina. Los minerales principales que presenta son cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y anfíbol.

El intrusivo Palo Blanco que tiene 21.2 Ma (Jaillard y otros, 1996) se encuentra expuesto en la carretera Pueblo Nuevo – Corral Chico (UTM: 667714E; 9542648N). El intrusivo tiene textura fanerítica, de tonalidad gris claro, con plagioclasa y anfíbol.

El intrusivo Rodanejo de edad de 38.7 Ma (Hungerbühler y otros, 2002), toma su nombre de la quebrada Rodanejo ubicada en la parte centro-oeste del área y en la quebrada Santo Tomás (UTM: 673646E; 9550136N). Es de textura fanerítica con plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino y anfíbol.

Granitos (G^G): Los principales intrusivos graníticos se ubican en el sendero que parte de la antigua vía Loja – Catamayo (UTM: 687611E; 9555262N) y hacia el poblado El Tambo. Los granitos son de color moteado blanco y negro, textura fanerítica, con cuarzo, feldespato y biotita. Locales zonas con alteración argílica.

ROCAS SUBVOLCÁNICAS

Las principales ocurrencias se localizan al suroeste del área.

Pórfidos de composición andesítica (P^A): Afloran en la vía Lanzaca – Puerto Bolívar como rocas de color gris marrón, textura porfirítica, con hornblenda y plagioclasa.

Pórfidos riodacíticos (P^{Rd}): Se presentan en el sector de Purunuma y en la vía Gonzanamá – Quilanga, donde afloran rocas de color gris blanquecino, textura porfirítica con cristales de plagioclasa y cuarzo.

Pórfidos dacíticos (P^{Dc}): Afloran en el sector de San José como rocas de color gris blanquecino con fenocristales de cuarzo.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Fallas con dirección N-S se encuentran afectando principalmente a las rocas metamórficas en la Cordillera Real. Destacan la Falla Palanda que constituye el Frente Subandino al SE del área. Dos fallas inversas regionales (Banderillas y Tres Torres) de rumbo N-S forman un “pop-up” que coloca a la Unidad Tres Lagunas en la parte más alta de la cordillera. Otras fallas inversas N-S en la vertiente occidental de la Cordillera Real están asociadas con clivajes y plegamientos con vergencia al Oeste que probablemente se relacionan con cabalgamientos que duplican el espesor de la Unidad Chigüinda. Fallas segmentadas de este mismo sistema limitan las cuencas sedimentarias de Loja y Vilcabamba en sus bordes orientales.

Fallas probablemente transpresivas de dirección NO-SE, entre las que se destacan las denominadas Picota y Catamayo, controlan los bordes de la cuenca de Malacatos y el borde oriental de la cuenca de El Tambo-Catamayo. La falla Piedra Grande controla el borde septentrional de la cuenca de Nambacola. Se considera que todas estas fallas han jugado un papel importante en la deformación sinsedimentaria expresada en los plegamientos de las secuencias sedimentarias. Las fallas de dirección NE-SO, entre las que se destaca la de Fundochamba limitan el basamento metamórfico de las unidades volcánicas y volcanosedimentarias terciarias, representando reactivaciones de las fallas de la acreción de las rocas oceánicas del suroccidente ecuatoriano, referidas al sistema mayor de fallas Girón - Las Aradas.

En las cuencas se pueden distinguir evidencias de la tectónica sinsedimentaria representada por estratos muy deformados con presencia de fallamiento gravitacional, slumps y discordancias progresivas. El plegamiento post-sedimentario afectó principalmente a la cuenca de Loja generando anticlinales y sinclinales.

HISTORIA GEOLÓGICA

Las secuencias pelíticas paleozoicas de Chigüinda y Agoyán son derivadas de una fuente continental y probablemente depositadas en una cuenca intercratónica o de margen pasiva, que habría funcionado en el Devónico al Pérmico (Litherland y otros, 1994). Según estos autores, el conjunto fue afectado por el rift triásico que se relaciona con el emplazamiento de los granitoides tipo S de Tres Lagunas y Sabanilla.

En el Jurásico Temprano se produce la depositación de sedimentos pelíticos negros de la Unidad Pucarón en un ambiente marino. Posteriormente se desarrolla el magmatismo y volcanismo de arco continental que está representado por intrusiones que conforman el Complejo Intrusivo Zamora y la Unidad Yacuambí. El terreno Alao es interpretado como un relicto de un arco de islas, el cual está formado por una compleja asociación de rocas desarrolladas en un ambiente oceánico, representadas en el área por los remanentes de la Unidad Alao-Paute (Litherland y otros, 1994).

En el suroccidente ecuatoriano se localiza la denominada cuenca Alamor – Lancones que forma la saliente de Sudamérica en la frontera Ecuador – Perú. En esta cuenca se encuentran restos de arco insular y los volcanosedimentos del Cretácico Superior representados por la Unidad Chaguarpamba, que habrían sido acrecionados a lo largo de la falla Las Aradas (INIGEMM, 2013a).

En el Cenozoico se desarrolla el arco continental que se inicia en el Sur del Ecuador en el Paleoceno con rocas volcánicas y volcanosedimentarias de las unidades Changaimina, La Cruz, Capilla y Río Guayucu. Ambientes sedimentarios parecen predominar durante el Eoceno, cuando ocurre la depositación de las unidades Solanda y Uritusinga. Durante el Oligo-Mioceno se depositan las secuencias volcánicas y volcanosedimentarias de la Formación Loma Blanca y de la Unidad Guayabal. Debe anotarse que la composición de los magmas se torna más ácida, hacia el Oligoceno y Mioceno.

En el Mioceno se forman las cuencas intramontañosas de Gonzanamá, Loja, Malacatos – Vilcabamba y Catamayo, que en una primera fase de desarrollo muestran facies marino litorales (Gonzanamá, San José, Santo Domingo, San Francisco, Trigal, San Cayetano, Belén y Catamayo) y una fase de clausura intramontañosa representada por las Formaciones Quillollaco y Cerro Mandango. Estas fases han sido descritas y documentadas por Hungerbühler (1997). Al tiempo que se produce la depositación de las Formaciones en las cuencas sedimentarias, continúa un volcanismo de composición intermedia a ácida con el depósito de las unidades Illaca y El Huayco. El desarrollo del arco volcánico continental está relacionado con la intrusión de varios pulsos magmáticos de composiciones intermedias a ácidas.

Los últimos eventos volcánicos del arco ocurren durante el Plioceno, cuando se depositan las Unidades Infiernillo, Suro, El Fundo, Culanga y El Carmen de Laurel, que cubren y rellenan parte las cuencas sedimentarias intramontañosas de la zona, así como de un volcanismo de tipo fisural caracterizado por basaltos columnares pertenecientes a la Unidad Quilanga.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Para este proyecto se reprocesaron los datos geoquímicos de sedimentos fluviales obtenidos por las Naciones Unidas (UNDP, 1972), confirmándose anomalías de cobre en el sector de San Miguel (UTM: 683000E; 9552000N) y en el río Catamayo (UTM: 676600E; 9552000N), anomalías de Zinc en las quebradas Chalaco (UTM: 673000E; 9544900N) y Grande (UTM: 673700E; 9545000N). En el sector de Sabanilla (UTM: 720770E; 9562640N), se reporta una zona de mineralización de oro en vetas de cuarzo relacionadas con filones granodioríticos.

Depósitos subeconómicos de yeso y carbón existen en la cuenca de Malacatos, mientras que en la de Gonzanamá se han encontrado igualmente niveles calcáreos de poco interés económico debido sus limitados volúmenes.

REFERENCIAS

ASPDEN J., FORTEY N., LITHERLAND M., VITERI F. & HARRISON S. M. (1992) Regional S -type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. Journal of South American Earth Sciences, 123-132, Vol. 6.

CHEW D., SCHALTEGGER U., KOSLER J., WHITEHOUSE M., GUTJAHR M., SPIKINGS R. & MISKOVIC A. (2007) U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwana margin of the north-central Andes. GSA Bulletin, v. 119, no. 5/6, pp. 697-711.

CORROCHANO D. (2014) Geología Sedimentaria y Sedimentología dentro del Proyecto del Mapeo Geológico a Nivel Nacional a escala 1:50000. Quito: Informe inédito. INIGEMM.

HUNGERBÜHLER D. (1997) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. Zürich: Tesis Doctoral. ETH Zürich.

HUNGERBÜHLER D., STEINMANN M., WINKLER W., SEWARD D., EGÜEZ A., PETERSON D., HELG U. & HAMMER C. (2002) Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. Earth - Science Reviews, 75- 124.

INIGEMM (2013a) Memoria Técnica Hoja Geológica de Zaruma 1:100000. Modelo piloto para la determinación del potencial geológico - mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000. pp. 8-41. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.

INIGEMM (2013b) Memoria Técnica Hoja Geológica de Cariamanga 1:100000. Modelo piloto para la determinación del potencial geológico - mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000. pp. 9- 65. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito

INIGEMM (2014a) Memoria Técnica de la Hoja Geológica Zamora 1:100000. Proyecto Investigación Geológica y disponibilidad de ocurrencias de recursos minerales en el Territorio Ecuatoriano. Informe no publicado, pp.51-53. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito

INIGEMM (2014b) Memoria Técnica Mapa Geológico de Loja 1:100000. Proyecto Investigación Geológica y disponibilidad de ocurrencias de recursos minerales en el Territorio Ecuatoriano. Informe no publicado. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.

JAILLARD E., ORDÓÑEZ M., BERRONES G., BENGSTON P., BONHOME M., JIMÉNEZ. N., ZAMBRANO I. (1996) Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during late Cretaceous and early Tertiary times. Journal South American Earth Sciences, Vol. 9, 131-140.

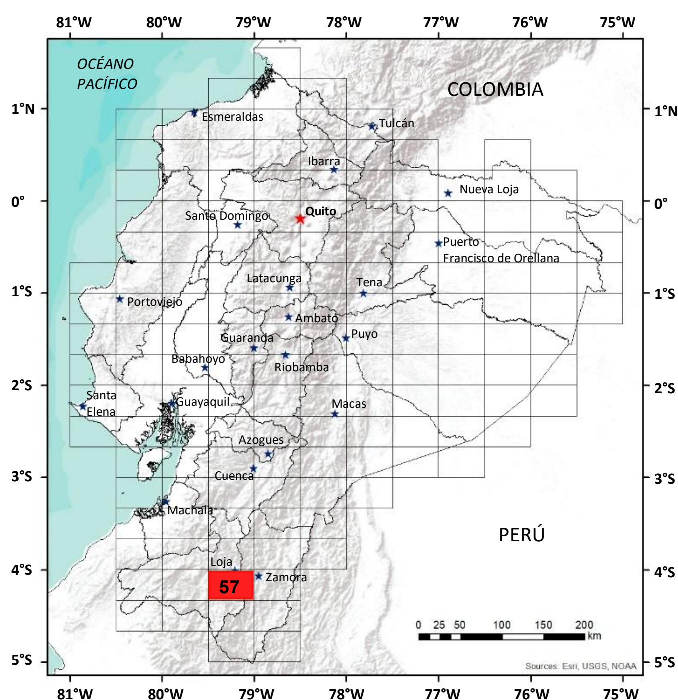
KENNERLEY J. (1973) Geology of Loja Province, southern Ecuador, Report No 23. London: Institute of Geological Sciences (Overseas Division). Photogeological Unit.

KENNERLEY J. & ALMEIDA L. (1975) Mapa Geológico del Ecuador escala 1:100000, Gonzanamá, Hoja 57. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos. Dirección General de Geología y Minas. Repositorio INIGEMM.

LITHERLAND M., ASPDEN J. & JEMIELITA R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, Inglaterra: British Geological Survey.

SPIKINGS R., COCHRANE R., VILLAGOMEZ D., VAN DER LELIJ R., VALLEJO C., WINKLER W. & BEATE B, (2014) The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). Gondwana Research, 45p.

UNDP (1972) Survey of metallic and non-metallic minerals (Phase II), Exploration for metallic minerals in southern Ecuador (Operation Nº 8, Loja-El Oro). Follow-up evaluation of geochemical anomalies, Technical report Nº 14.



HOJA GEOLÓGICA-57
GONZANAMÁ (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Gonzanamá se localiza en la región sur del Ecuador, entre las provincias de Loja y Zamora Chinchipe. El acceso se realiza a través de las vías de primer orden en las rutas Loja-Zamora y Loja- Gonzanamá. Además, existen vías de segundo y tercer orden para ingresar a la zona que conectan los cantones Quilanga, Gonzanamá y Catamayo.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Paleozoico** se consolidó el basamento metamórfico regional, representado por el **Esquisto Agoyán ($D1_A$)**, compuesto por esquistos de biotita, cuarcitas y paragneises bandeados con una edad probable del **Devónico** [1]. La **Formación Isimanchi ($D3_I$)** conformada por filitas negras, esquistos grafitosos, calizas, mármoles y metapelitas, con presencia de microestructuras de cizalla. Se interpreta esta formación como parte de un arco submarino del **Devónico** (367 ± 12 Ma) [2]. Asimismo, la Formación **Chigüinda (C_C)** compuesta por filitas negras y cuarcitas tiene un origen de ambiente de arco submarino [2], [3].

Durante el **Mesozoico** se formó el **Granito Tres Lagunas (TR_{Tl})** y la **Migmatita Sabanilla ($T1_S$)**, compuestas por ortogneises y metagranitos que son el producto de anatexia de rocas preexistentes con edades de cristalización entre 210 a 227 Ma, bajo condiciones de alto grado metamórfico y afinidad de granitos tipo "S" [4]. Posteriormente, estas formaciones fueron intruidas entre 173 a 141 Ma por el **Complejo Intrusivo de Zamora (J_Z)** constituido por granodioritas y cuarzomonzonitas [5]. Durante el **Cretácico**, se desarrolló la **Formación Alao Paute ($J3K1_{Ap}$)** compuesta por metandesitas, esquistos sericíticos y pizarras, interpretada como un arco volcánico submarino activo entre 140 a 110 Ma [6], [7]; y la **Formación Celica ($K1_C$)** asociada a un arco submarino, con lavas andesitas basálticas, brechas y tobas [8].

Posteriormente, se depositó la **Formación Chaguarpamba (K_{Ch})** en la cuenca Alamor-Lancones [8], conformada por secuencias estratificadas de origen volcanosedimentario e intercalación de limolitas y tobas arenosas de ambientes marinos someros, con contenido de restos macrofósiles (amonites y bivalvos) de edad **Albiano al Cenomaniano** [9].

En el **Cenozoico**, durante el **Paleoceno** se desarrollaron múltiples arcos volcánicos continentales, generando las formaciones **Changaimina ($K2Pc_{Ch}$), San Vicente (Pc_{Sv}), Capilla (Pc_{Cp}) y Río Guayucu (PcE_{Rg})**, compuestas por lavas andesíticas, ignimbritas, tobas arenosas y conglomerados [10], [11]. Durante el **Eoceno** y **Oligoceno** se depositan las formaciones: **Sacairo (E_{Scr})** compuesta por tobas dacíticas a riolíticas; **Solanda (E_{Sd})** conformada por conglomerados y brechas volcanosedimentarias; **Loma Blanca (EO_{Lb})** constituida por andesitas, tobas andesíticas y brechas volcánicas; y, la **Formación Portovelo (OM_{Pv})** compuesta por andesitas. Estas formaciones evidencian una sedimentación activa en cuencas tectónicamente influenciadas por compresión y actividad magmática [10].

En el **Neógeno**, específicamente en el **Mioceno** (15 a 9 Ma), asociadas a la colisión de la Gran Provincia Ígnea del Caribe, generó fases alternas de compresión y extensión [3], [11], marcando un régimen extensional que permitió la depositación de las cuencas Catamayo-Gonzanamá, Loja y Malacatos-Vilcabamba [11]. Posteriormente, entre 9 a 5 Ma, un régimen compresivo causó el levantamiento de bloques, deformación y el paso a ambientes de sedimentación continental [3], [11]. Las formaciones **Gonzanamá (M_{Gz}), Catamayo (M_{Ca}) e Illaca (M_I)** están asociadas a un ambiente de sedimentación fluvio lacustre y eventos deltaicos intercalados con periodos marinos someros [10], [12], [13], que marcan una evolución a un ambiente de plataforma lacustre con influencia deltaica marginal a un sistema de llanura fluvial con influencia volcánica [11], [12].

Continuando en el **Mioceno** se desarrolló secuencias volcánicas y sedimentarias en un contexto tectónicamente activo. La **Formación Quinara (M_{Qu})** presenta tobas andesíticas y conglomerados volcánicos, mientras que, las formaciones **Santo Domingo (M_{Sd})** y **San Francisco (M_{Sfr})** corresponden a ambientes fluvio volcánicos con intercalaciones de tobas, conglomerados y areniscas [11]. Las formaciones **Trigal (M_{Tr}), San Cayetano (M_{Sc}), San José (M_{Sjo}), Belén (M_{Be}) y Cerro Mandango (MPL_{Cm})** se originaron en ambientes fluviales de alta energía, compuestas por conglomerados gruesos y flujos hiperconcentrados, asociados a procesos de levantamiento tectónico [11].

La **Formación Quillollaco (MPL_Q)** compuesta por sedimentos finos a medios (areniscas, limolitas y arcillas), vinculados a subsidencia intracordillerana. Durante el **Plioceno**, se superponen formaciones como **Suro (PL_{Su}), Infiernillo (PL_{If}), El Fundo (PL_F), Culanga (PL_{Cu}), Quilanga (PL_{Ql}) y Salapa ($PLPl_{Sl}$)**, compuestas por depósitos clásticos fluviales y coluviales con conglomerados, areniscas y tobas.

En el **Cuaternario** se distinguen depósitos superficiales como **Glaciares (Q_G), Laharíticos (Q_{Lh}), Coluviales (Q_C) y Aluviales (Q_A)**.

Los cuerpos intrusivos identificados en el área son granitos, granodioritas y dioritas. También se identifican rocas subvolcánicas de composición dacítica, riodacíticas y andesíticas, asociados a eventos post-orogénicos.

La zona de estudio está dominada por sistemas de fallas con orientación NE–SO y NO–SE. Las fallas Palanda, Numbala, Catamayo, Huacapamba, Chonta Cruz, Tres Torres, Banderillas, Picota, Naimoro, Yangana y otras, controlan la morfología regional y generan cabalgamientos, cierre de cuencas y escamas tectónicas.

REFERENCIAS

[1] M. LITHERLAND, J. ASPDEN, AND R. JEMIELITA (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador, 1st ed. British Geological Survey. [Online]. Available: https://archive.org/details/1994-litherland-themetamorphic-belts-of-ecuador-sp

[2] R. A. SPIKINGS, A. PAUL, C. VALLEJO, Y P. REYES (2021) «Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera real, Ecuador: 40Ar/39Ar analyses and detrital zircon U/Pb geochronology », Gondwana Res., vol. 90, pp. 77-101, feb, doi: 10.1016/j.gr.2020.10.009.

[3] R. SPIKINGS ET AL. (2014) «The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma)», Gondwana Res., vol. 27, N° 1, pp. 95-139, doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004.

[4] R. COCHRANE ET AL. (2014) «Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea», Lithos, vol. 190-191, pp. 383-402, mar, doi: 10.1016/j.lithos. 2013.12.020.

[5] R. A. SPIKINGS, P. V. CROWHURST, W. WINKLER, Y D. VILLAGOMEZ (2010) «Syn- and post-accretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record», J South Am Earth Sci.

[6] H. CARRASCO ET AL. (2023) "Geochronological, geochemical and isotopic characterisation of the Early Cretaceous Andean margin within Ecuador: The Alao Arc," Lithos, vol. 462– 463, p. 107400.

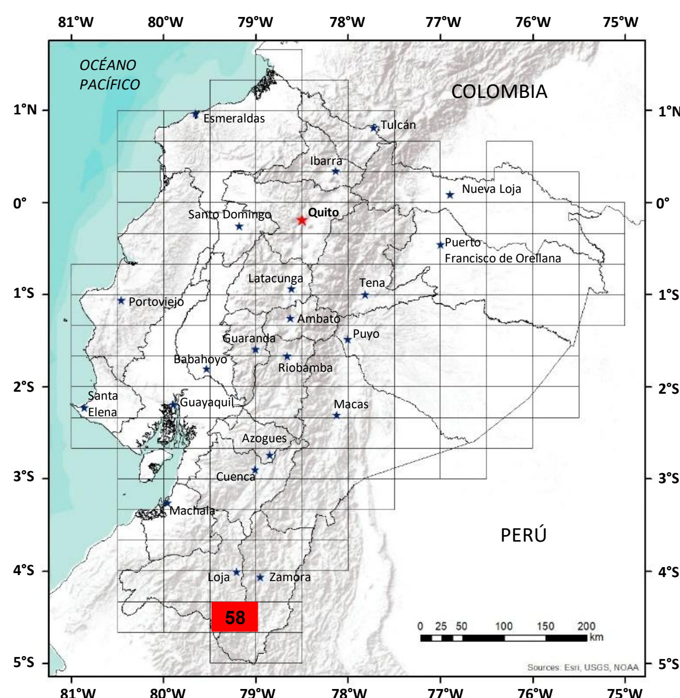
[7] Á. D. LEICA PÉREZ (2023) «Estudio litoestratigráfico y sedimentológico de la división Guamote al occidente de la cordillera real, en Ecuador," B.S. thesis, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

[8] M. E. VALAREZO ET AL. (2019) «Sedimentological and provenance analysis of the Río Playas stratigraphic section: Implications for the evolution of the Alamor-Lancones Basin of southern Ecuador and northern Peru», J. South Am. Earth Sci., vol. 94, p. 102239, doi: 10.1016/j. jsames.2019.102239.

[9] INIGEMM (2016) "Memoria Técnica de la Hoja Geológica de Gonzanamá 1:10000," Quito.

[10] D. HUNGERBÜHLER (1997) «Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador; sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications», PhD thesis, Institute of Geology ETH Zürich.

[11] D. HUNGERBÜHLER ET AL. (2002) «Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador», Earth-Sci. Rev., vol. 57, N° 1, pp. 75-124, ene, doi: 10.1016/ S0012-8252(01)00071-X.



HOJA GEOLÓGICA-58
LAS ARADAS (1979)

INTRODUCCIÓN

El área de la Hoja de Las Aradas constituye parte del sistema montañoso austral andino del Ecuador. Las alturas fluctúan entre los 1200 y más de 3000 m.s.n.m. y la zona tiene climas distintos; templado-cálido-seco en el Occidente y templado-cálido-húmedo en el Oriente, con vegetación íntimamente relacionada a la altura. El drenaje corre hacia el Pacífico, con sus ríos Pindo y Espíndola cabeceras del Macará, y hacia la Cuenca Amazónica, con el Palanda y Numbalá que forman el Río Mayo. El área está servida por unos pocos kilómetros de carreteras de verano (Cariamanga Amaluza) en la zona occidental, mientras que en la oriental el acceso es practicable sólo a mula al Sur de Yangana. La población está concentrada en Amaluza, Yangana, Valladolid, principales centros habitados del área.

GEOLOGÍA

La Hoja de Las Aradas consiste predominantemente de rocas metamórficas paleozoicas, volcánicas del Cretáceo Superior-Terciario Inferior y sedimentos terciarios, con cuerpos intrusivos que cortan a las rocas metamórficas y volcánicas cretácicas-terciarias inferiores.

Serie Zamora (P_{Zz}) (Paleozoico): Son las rocas más viejas y cubren el mayor porcentaje de la Hoja (60%), descritas por Sauer (1965) y luego por Kennerley (1973) quien las llamó la Serie Zamora. La dirección general de foliación de estas rocas está entre NNE-SSW y NNW-SSE.

Las rocas de más bajo grado de metamorfismo se extendieron desde el inmediato contacto con la secuencia volcánica cretácica en el Oeste de la Hoja hasta la longitud del Nudo de Sabanilla (060-090). Consiste de cuarcitas filitas, esquistos grafíticos, sericíticos y micáceos, caracterizados en parte por abundantes capas de segregación de cuarzo blanco lechoso de hasta 1m de espesor. Desde el Nudo de Sabanilla, hasta la Cordillera de Paredones (200-130) donde hacen contacto con las lavas plio-pleistocénicas indiferenciadas, es una zona que consiste fundamentalmente de gneises biotíticos con esporádicas intercalaciones de pegmatitas cuarzo-moscovíticas, con cristales que alcanzan hasta 2cm de diámetro; dentro de esta zona al Sur de la Hoja se encuentran las migmatitas. Los gneises están compuestos generalmente de oligoclasa-andesina, cuarzo, biotita con apatita, circón y magnetita como accesorios. En ambos lados del Río Loyola (150-970) hay una franja de mármol sacaroidal, blanco y recristalizado en grano grueso.

El núcleo de la faja metamórfica se encuentra como el granito de Palanda. Este cuerpo en la Hoja de Las Aradas está considerado como un granito metasomático, por lo menos en gran parte (véase luego). Desde el granito de Palanda hacia el Oriente de la Hoja, el grado de metamorfismo baja a gneis biotítico y esquistos sericíticos y biotíticos.

Formación Sacapalca (K_7P_{Cs}) (Cretáceo Superior-Paleoceno): Consiste de coladas andesíticas-dacíticas y rocas piroclásticas, las mismas observadas al Norte (Hoja de Gonzanamá (57)) y al Oeste (Hoja de Cariamanga (39)) en el graben de Amaluza, que se prolonga en esta Hoja en el lado occidental, extendiéndose hacia el Sur más allá de Jimbura (710-885) en el límite con el Perú. Las lavas y piroclásticos se encuentran interestratificados, siendo las capas de coladas las más resistentes a la erosión formando los terrenos más altos y proveen una característica que define su inclinación en las fotografías aéreas, mientras que las tobas forman las depresiones. Una pequeña área de piroclastos, interpretada como una parte de la Formación Sacapalca fue observada en el área del Hito Chuquirahuas (872-130). Las lavas son de composición andesítica y dacítica con textura porfirítica de color café, marrón y gris. Predominan en su composición los fenocristales de oligoclasa-andesina, con anfíboles cloritizados y vidrio volcánico con magnetita y óxidos secundarios de hierro. La Formación es atribuida a una edad cretácica superior (Maestrichtiano) hasta paleocénica y al Norte (Hoja de Gonzanamá (57)) fue intruida por la granodiorita de El Tingo de edad eocénica.

Pórfido de San Bartolo (E) (Terciario; Eoceno?): Al Este de Amaluza en el área del Cerro San Bartolo (805-945) ocurre un cuerpo de textura porfirítica de composición dacítica de color blanco-amarillento, constituido por fenocristales de cuarzo, feldespato zonado y láminas de biotita en una matriz fina de feldespato, cuarzo, biotita y vidrio volcánico. Exhibe buena porosidad y fuerte fracturamiento en el contacto con el batolito de Portachuelo cerca del Río de La Cofradía. Descansa discordantemente sobre las metamórficas de la Serie Zamora al Oeste y sobre el batolito al Este.

Formación Loma Blanca (O-M_L) (Terciario; Oligoceno?): Son las rocas más viejas de la Cuenca de Malacatus, mejor desarrolladas al Norte (Hoja de Gonzanamá (57)); afloran en dos ramas paralelas a los ríos Palmira y Yangana en el Norte de la Hoja y consisten de tobas aglomeráticas, tobas, coladas andesíticas y sills. En el área del Río Yangana afloran capas de andesita y aglomerado a diferencia del área del Río Palmira en donde las tobas de color blanco-amarillo con cristales de cuarzo y fragmentos metamórficos son dominantes. Esta Formación descansa discordantemente sobre las metamórficas de la Serie Zamora.

Formación Quillollaco (M-Pl) (Terciario; Mio-Plioceno?): Estas rocas, también están mejor desarrolladas al Norte (Hoja de Gonzanamá (57)), son las más jóvenes de la Cuenca de Malacatus y ocurren en el área de Yangana, constituida fundamentalmente por conglomerados y limolitas. Los conglomerados son amarillo-marrón con cantos bien redondeados de hasta 30cm de diámetro de cuarcita y filita derivados de las rocas metamórficas. Son masivas, evidenciada su estructura por intercalaciones de sedimentos finos. Descansa directamente sobre la Formación Loma Blanca, con considerable discordancia.

Volcánicos Indiferenciados (Pl-P) (Plio-Pleistoceno): En el área oriental de la Hoja presenta una apreciable acumulación de rocas volcánicas las que se extienden fuera del límite de la Hoja, formando en parte la Cordillera de los Paredones. Se trata de coladas y tobas de composición andesítica y dacítica de color gris. Predominan en su composición cristales de oligoclasa-andesina, con magnetita y máficos alterados en las coladas. La toba dacítica está constituida por granos de cuarzo y albita, contenidos en una matriz de grano fino, cuarzo feldespático, con biotita, anfíboles cloritizados, magnetita y óxidos secundarios de hierro como accesorios. Estas rocas están en contacto discordante con las metamórficas paleozoicas.

Depósitos Glaciales (dg) (Pleistoceno): Arriba de los 3200 m.s.n.m., en la Cordillera de Sabanilla han sido determinadas en fotografías aéreas y por observaciones de campo productos de la glaciación ocurrida en esta área durante el Pleistoceno, representados principalmente por morrenas y tilita.

Depósitos Superficiales (Cuaternario): Depósitos aluviales, abanicos y terrazas se presentan en las márgenes del Río Pindo, Palmira, Valladolid y Loyola.

INTRUSIVOS

Se presentan esparcidos en la Hoja, cortando a las rocas metamórficas paleozoicas y a las rocas volcánicas del Cretáceo Superior-Terciario Inferior. El principal cuerpo intrusivo aflora en la parte centro occidental de la Hoja y es la continuación del Batolito de Portachuela (Sauer, 1965) o de Sabanilla, que se extiende al Sur, hacia la frontera con el Perú. Consiste fundamentalmente de granodiorita, con biotita, principalmente de grano grueso a medio, hasta muy fino en las áreas marginadas. Intruye a las metamórficas de la Serie Zamora.

Al Norte del cuerpo principal se encuentra el stock de El Picacho (850-130), una granodiorita porfirítica constituida de cristales de albita-oligoclasa con anfíbol cloritizado, apatito y magnetita como accesorios. También corta a las metamórficas de la Serie Zamora. Otro stock, el de Loyola, probablemente de edad terciaria inferior aflora en ambos lados del Río Loyola (190-975) y es de composición granodiorítica. En Amaluza, afloran dos cuerpos pequeños, que cortan a las rocas volcánicas de la Formación Sacapalca; los cuerpos, que probablemente se unen en profundidad con el batolito principal, han sido determinados como granodiorita con cristales anhedrales y subhedrales de biotita y de hornblenda alterados, en que el circón, apatito y magnetita se detectan como accesorios. La determinación radiométrica de la edad, da 28.2 millones de años para las biotitas y 23.6 millones de años para el feldespato potásico, es decir Oligoceno Superior.

El cuerpo de Palanda es una tonalita hornbléndica, en donde el circón, apatito y magnetita son accesorios, los minerales máficos están débilmente cloritizados. La determinación radiométrica de su edad fluctúa entre 148-175 millones de años, localizando a este cuerpo como el más viejo de las rocas intrusivas. Este cuerpo es, por lo menos en parte, metasomático, como una parte de la Serie Zamora. En ciertos sitios tiene muchas intercalaciones de roca metamórfica, y está considerada que su edad en la parte Norte es mucho más antigua que la indicada por la determinación radiométrica.

Alteración hidrotermal: Según las fotografías aéreas, el stock de la Loyola y el cuerpo granítico de Palanda son localmente alteradas por actividad hidrotermal.

ESTRUCTURA

El principal rasgo estructural en el Oeste de la Hoja es el graben de Amaluza, en donde están alojadas principalmente las rocas de la Formación Sacapalca, plegadas moderadamente con buzamiento variable y rumbo principalmente más o menos N-S. La dirección general de los ejes anticlinales y sinclinales es NNW y NNE. Las fallas principales se hunden hacia el Oeste, siendo la Falla Las Aradas la que forma el lado oriental del graben. Al Este de la Falla Las Aradas hay una fractura que está interpretada como un sobrecorrimiento en las rocas metamórficas con la dirección de traslación del lado superior hacia el Oeste. En la parte central de la Hoja las fracturas en las rocas metamórficas son aproximadamente N-S y cerca de vertical. Al Norte, la parte más meridional de la Cuenca de Malacatus está limitada en su lado oriental por una falla con dirección NNW-SSE que sigue hacia el Norte al Este de Vilcabamba y Malacatus (Hoja de Gonzanamá (57)). En el lado oriental de la Hoja, la zona de fallamiento más grande y semicontinua tiene un rumbo N-S en el sector nororiental de la Hoja; en general las fallas han sido interpretadas a partir de fotografías aéreas con un tren principal de NNE-SSW, incluyendo la Falla Huambuco. Un fallamiento secundario con dirección WNW-ESE afecta sólo a las rocas metamórficas, en las cuales los rumbos generales de foliación son N-S, NNE y NNW. El sistema principal de diaclasa en el batolito tiene una dirección casi N-S, igual a las fracturas generalmente encontradas en las intrusivas.

HISTORIA GEOLÓGICA

Comenzó con la deposición de sedimentos marinos en el geosinclinal Paleozoico, posiblemente sobre un basamento de rocas Precámbricas. La secuencia fue metamorfizada con grado variable, alcanzando en parte hasta granito metasomático, la Tonalita de Palanda. Luego se produjo el levantamiento de estas rocas a la vez que comienza la erosión de estos terrenos, debiendo haber continuado la erosión ya que no se han encontrado sedimentos del Mesozoico Inferior. Una vasta acumulación de rocas andesíticas fue extruida en el Cretáceo, de las cuales no aflora en esta Hoja, constituida por la Formación Celica. Después de un levantamiento fuerte se produjo la extrusión de la Formación Sacapalca en el Cretáceo Superior y Paleoceno, coincidiendo posiblemente la formación del graben de Amaluza con la actividad volcánica. Un levantamiento general se produjo en el Terciario Inferior en condiciones terrestres continentales.

La erosión de las rocas más antiguas, probablemente acompañada por fallamiento produjo la Cuenca terciaria de Malacatus, en donde las primeras rocas fueron volcánicas depositadas sobre las metamórficas, culminando la sedimentación con una acumulación espesa de conglomerados. Durante el Terciario se produjo también la extrusión de las rocas pórfidos de San Bartolo, mientras las rocas de la Formación Sacapalca fueron intruidas por los cuerpos graníticos pequeños de Amaluza; posiblemente fue emplazado en este tiempo el Batolito de Portachuelo. Al fin del Terciario se produjo el fallamiento y plegamiento de la Cuenca de Malacatus y la extrusión de los volcánicos indiferenciados en el área oriental. La glaciación durante el Pleistoceno resultó en depósitos glaciales en las partes más elevadas de la Hoja. La glaciación durante el Pleistoceno resultó en depósitos glaciales en las partes más elevadas de la Hoja. La deposición de los depósitos aluviales se realizó en el Cuaternario.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

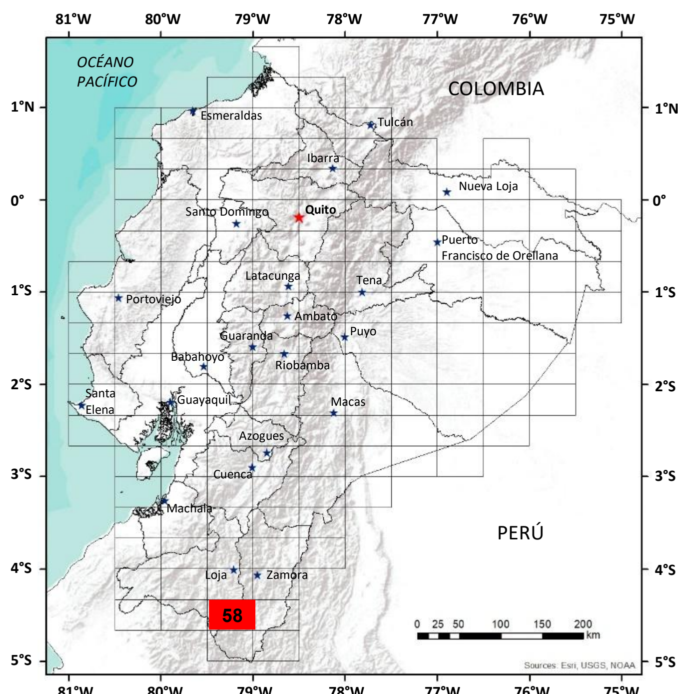
En esta área no se ha encontrado mineralización importante, anotándose la presencia de granos de calcopirita en rodados en el Río de la Cofradía y oro se informa en numerosas partes, pero en baja cantidad. Fue efectuado el muestreo regional de sedimentos fluviales, que dio valores anomálicos para tungsteno en la quebrada de Pueblo Viejo y en el área de El Amarillo.

REFERENCIAS:

INSTITUTO FRANCÉS DEL PETRÓLEO (1970) Formaciones Sedimentarias de la Sierra Tectónica Andina en el Ecuador. Quito.

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province, Southern Ecuador. Report N° 23. Institute of Geological Sciences.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador. Quito.



HOJA GEOLÓGICA-58
LAS ARADAS (2017)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Geológica Las Aradas se ubica al Sur del Ecuador, entre las provincias de Loja y Zamora Chinchipe. Comprende las Hojas topográficas del IGM: Las Aradas, Yangana, Valladolid y Amaluza, esc. 1:50000, forman un rectángulo de 2108 km^2. El acceso a la Hoja se realiza por las carreteras de primer orden Loja-Vilcabamba-Palanda y Loja-Gonzanamá-Amaluza.

El área de estudio está dentro del sistema montañoso andino donde se han desarrollado 4 dominios fisiográficos perfectamente diferenciados. En la zona central y en el extremo oriental se presentan relieves montañosos donde se destaca la cordillera Real (2500-3670msnm) conformada por un sustrato metamórfico y los contrafuertes de Numbala y Paredones (1100-2800 msnm) constituidos por rocas intrusivas, que en conjunto forman alineaciones montañosas de dirección NNE-SSO. El extremo central norte se caracteriza por relieves bajos colinados formados con los aportes de la cuenca sedimentaria intramontañosa de Malacatos (1600-1800 msnm). En las estribaciones occidentales de la cordillera Real, el contraste morfológico está marcado por depósitos volcano-sedimentarios continentales que descansan sobre las intrusiones y el basamento metamórfico (1000- 2700 msnm).

GEOLOGÍA

El núcleo de la cordillera Real en la Hoja Las Aradas, constituye un cinturón de 18km de ancho en dirección NNE-SSO, formado por rocas paleozoicas de Chigüinda, rocas triásicas de Sabanilla y Tres Lagunas, rocas Jurásicas de Alao Paute, Pucarón y Tapala, estas unidades metamórficas están limitadas por contactos tectónicos. En el extremo oriental de la Hoja se presentan rocas efusivas jurásicas del arco magmático Misahuallí y sedimentos cretácicos de la Fm. Napo deformada. En el lado occidental, las rocas volcánicas continentales del Paleoceno, Oligoceno y Plioceno se subdividen en cuatro unidades: Changaimina, Río Guayucu, El Ingenio y El Carmen del Laurel. Esta secuencia volcánica y volcanoclástica posiblemente se encuentra descansando discordantemente sobre la U. Punta de Piedra (vista en la Hoja Macará 1:100000). En el centro norte relictos de depósitos volcánicos de la Fm. Quinara y los conglomerados de la Fm. Cerro Mandango conjuntamente con sistema de fallas NNW configuran el cierre Sur de la Cuenca de Malacatos. Los cuerpos intrusivos miocénicos como el de Portachuela cortan a las unidades Chigüinda y Tres Lagunas; por otro lado, el Complejo Intrusivo de Zamora intruye a las Formaciones y unidades colindantes pre-jurásicas.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Plan del Oso (Ᵽ?$_{Po}$) (Precámbrico?): Son cuerpos de rocas metamórficas alineados con rumbo NE, que afloran en el contrafuerte de Numbala, Cerro Escalera (UTM: 715889E; 9488012N). Son esquistos de protolito sedimentario y principalmente paragneis de estructura fluidal; textura granolepidoblástica con estructura bandeada y minerales de cuarzo, plagioclasa y biotita. Se desconoce la procedencia de estas rocas, podrían estar asociadas con el basamento cratónico metamorfizado. En la Cuenca Oriente estas rocas han sido previamente reportadas por Baldock (1982); una muestra del pozo petrolero Tapi datado por el método Rb-Sr ha reportado una edad aproximada de 1600 Ma. Que podría ser mucho más antiguo (Litherland et al., 1994).

Unidad Chigüinda (Pz$_{Lc}$) (Paleozoico): Litherland et al. (1994). Se encuentra expuesta en la parte central de la hoja. Su origen es de fuente continental, probablemente a partir de una cuenca intracratónica o de un ambiente de margen pasivo. Esta unidad litotectónica presenta características litológicas y estructurales resultantes de la intensa deformación y dinamometamorfismo de protolitos pelíticos, psamíticos y cuarzosos. Los afloramientos presentan intercalaciones y alternancias de filitas, esquistos micáceos y cuarcitas con ocasional presencia de pizarras. Esta sucesión metasedimentaria al microscopio exhibe una paragénesis mineral de bajo grado de metamorfismo: cuarzo + albita + moscovita ± biotita ± clorita ± grafito, es decir en facies de metamorfismo de esquistos verdes a sub-esquistos verdes. Se considera de edad Paleozoica entre el Devónico al Pérmico (Litherland et al., 1994).

Unidad Chiriyacu (TR?$_{C}$) (Triásico): Definida en este trabajo, están en el río Chiriyacu – Cerro Collingora, muestran una litología de esquistos de anfíboles y serpentinitas, son afloramientos de 200 a 300m incluso pueden ser mayores, estas rocas salen del contexto de las rocas metamórficas existentes en la zona por la geoquímica podría estar relacionada o ser equivalente con las anfibolitas de Monte Olivo, tras el desmembramiento y rotación del BAT (Bloque Amotape-Tahuín) hacia el Oeste.

Unidad Sabanilla (TR$_{Ls}$) (Triásico): Litherland et al. (1994). Aflora al Este de la Hoja, formando un cinturón continuo de aproximadamente 10 km de ancho. Limitada por contactos tectónicos al este con la U. Chigüinda y al oeste con las rocas siliciclásticas Tapala, faja metamórfica Pucarón y el Complejo Intrusivo de Zamora. Afloramientos tipo se hallan en la vía Valladolid-Yangana (UTM: 707328E; 9499572N). Compuesta por gneis de textura lepidoblástica a granolepidoblástica, los minerales ferromagnesianos forman bandas oscuras mientras que el cuarzo y el feldespato constituyen las bandas claras. Es común encontrar diques de anfibolitas de textura nematoblástica. En ciertos lugares como en la vía Yangana-Valladolid se observan metagranitos poco foliados. Litherland et al., (1994) proponen una edad triásica.

Unidad Tres Lagunas (TR$_{L}$) (Triásico): Litherland et al. (1994). Aflora en las estribaciones occidentales de los contrafuertes de Chuquiragua y Sabanilla formando un cinturón de 3 km de ancho con acuñamiento en sus extremos N y S. Afloramientos tipo son El Ollocal, Amarillos, El Sango y sector Las Cochas. La unidad incluye a granitos metamórficos con cuarzo azul, en partes relativamente no deformadas se expone con texturas ígneas originales. Los esquistos y gneis cuarzo-feldespáticos de grano medio a fino ocasionalmente se intercalan con esquistos moscovíticos. Según Litherland et al., (1994) los contactos entre el Complejo Tres Lagunas y la U. Chigüinda se definen como tectónicos. Estudios recientes realizados en circones, datan edades de 233.7 ± 0.8 Ma, correspondiente al Triásico Superior (Cochrane R., 2013).

Unidad Pucarón (J?$_{Pc}$) (Jurásico?): Incluida en este trabajo, forma una franja de ~ 0.8 km de ancho, ubicada en la zona oriental, principalmente en los sectores de Numbala Alto (UTM: 716504E; 9516186N) y Numbala Bajo (UTM: 714991E; 9508350N). El contacto con la U. Sabanilla es tectónico; tiene metamorfismo de contacto por acción del Complejo Intrusivo de Zamora y pórfidos dacíticos tardíos. Consiste de una sucesión metasedimentaria de esquisto cuarcítico, esquisto cuarzo - sericítico y filitas grafitosas con boudines de cuarzo. Se ha considerado una edad jurásica al relacionarla como miembro de la Fm. Santiago.

Unidad Tapala (J?$_{Ta}$) (Jurásico?): Consiste de sedimentos marinos ricos en materia orgánica y volcanosedimentos en contacto tectónico hacia el O con rocas de Sabanilla, hacia el E con un cuerpo porfirítico dacítico y, hacia el sur se acuña en la faja Pucarón. Afloramientos de calizas se evidencian en Paredones (UTM: 715029E; 9496264N) y volcanosedimentos en Platanillos (UTM: 712385E; 9497805N). También se puede encontrar mármol gris y blanco; los volcanosedimentos son de color gris oscuro y ocasionalmente areniscas verdosas. Se ha considerado una edad relativa del Jurásico Inferior, al correlacionarla como miembro con la Fm. Santiago (Tschopp, 1953).

Complejo Intrusivo Zamora (J$_{Z}$) (Jurásico): Ocupa el lado oriental de la Hoja, está constituido por granodioritas, granitos, microdioritas, cuarzodioritas y cuarzomonzonitas con biotita y moscovita. Constituye un Plutón tipo "I", producto del arco continental y marca el inicio de la subducción durante el Jurásico. Importantes afloramientos están en los ríos Numbala (UTM: 716700; 9514650) y San Luis (UTM: 721097E; 9 500734N). Esta intrusión afecta a rocas calcáreas produciendo un metamorfismo de contacto; al SE está levantando rocas metamórficas U. Plan del Oso, al N de Loyola se encuentra sobreyacido por rocas sedimentarias Cretácicas de la Fm. Napo y por las volcánicas jurásicas de Misahuallí. El contacto con la U. Sabanilla es tectónico e intruye a los esquistos grafitosos de Pucarón. El rango de edad más aceptada está entre 150 y 165 Ma.

Unidad Alao-Paute (J$_{Aa}$) (Jurásico): Litherland et al. (1994). Parte del terreno litotectónico Alao, se extiende por las estribaciones occidentales de la cordillera Real como escamas tectónicas acuñadas. Los afloramientos están en las localidades de Fundochamba, Las Cuadras, Santa Rosa y Los Amarillos.

Consta de esquistos verdes, meta-andesitas y metabasaltos con textura lepidoblástica, acompañados localmente por niveles de meta-pelitas color gris, con una marcada esquistosidad. Relaciones litoestratigráficas ubican a la U. Alao Paute en contacto tectónico con rocas volcánicas de las unidades Changaimina y El Ingenio y con las rocas metamórficas de Chigüinda. Dataciones recientes la ubican en el Jurásico Medio, 163.7 ± 1.6 Ma. (Spikings et al., 2015).

Formación Misahuallí (J$_{M}$) (Jurásico): Goldschmid (1941). Está asociada con la actividad tectónica jurásica como parte efusiva de la intrusión de los batolitos de Abitagua, Azafrán y Rosa Florida (Aspden y Litherland, 1992; Egüez y Aspden, 1993). En el sector Norte de Loyola (UTM: 720619E; 9502811N), afloran rocas volcánicas: lavas basálticas y andesitas basálticas, de coloración gris oscura, que forman techos colgantes sobre cuerpos intrusivos.

Unidad Punta Piedra (K$_{Pp}$) (Cretácico): Se interpreta como el basamento donde descansa la secuencia volcano-volcanoclástica terciaria continental, evidenciado en la Hoja de Macará 1:100000, consiste de basaltos, andesitas basálticas, andesitas y pillow lavas, hialoclastitas, tobas y brechas volcánicas.

Formación Napo (K_N) (Cretácico): Caracterizada por una serie variable de calizas fosilíferas, grises a negras, entremezcladas con areniscas calcáreas y lutitas negras. (Wasson y Sinclair, 1927). En los afluentes del río Loyola (UTM: 721913E; 9503310N), afloran lutitas calcáreas con estratificación subvertical, estas rocas están constituidas por sedimentos bituminosos de color negro, grano fino con presencia de pirita, este mineral pudo haberse formando originalmente de lutitas en ambiente anóxico. La roca presenta ammonites del Coniaciense que la ubica en el Cretácico Superior (García T., 2015).

Unidad Changaimina (Pc_{Ch}) (Paleoceno): Kennerley (1973). Conocida con el nombre de Fm. Sacapalca y redefinida en la Hoja geológica de Gonzanamá, escala 1:50000 (INIGEMM, 2015) como Unidades: Changaimina y Río Guayucu. Los afloramientos están al occidente de la Hoja en las localidades: El Tablón (UTM: 671444E, 9492780N) y Jibiruchi (UTM: 669963E, 9501762N). Conformada por lavas andesíticas y basálticas, brechas volcánicas, aglomerados, tobas andesíticas, brechas piroclásticas e ignimbritas de composición andesítica, con texturas afaníticas, porfiríticas, holohialinas y piroclásticas.

Estas rocas están infrayaciendo discordantemente a la U. Río Guayucu, se infiere un contacto tectónico con las rocas metamórficas de la cordillera Real. Esta unidad alcanza un espesor ~500m en superficie. Hungerbühler (1997), reporta una edad de 66.9 ± 5.8 Ma, para la Fm. Sacapalca, por relaciones estratigráficas se asume una edad paleocénica. De acuerdo con sus características petrográficas es interpretada como parte de un arco volcánico continental.

Unidad Río Guayucu (Pc_{Rg}) (Paleoceno): Kennerley (1973). Conocida con el nombre de Fm. Sacapalca y redefinida en la Hoja geológica de Gonzanamá, escala 1:50000 (INIGEMM, 2015) como Unidades: Changaimina y Río Guayucu. La mejor exposición de esta unidad se encuentra en el sector de Machay (UTM: 671673E, 9489613N), en la vía entre Amaluza y Socchibamba (UTM: 675833E, 9495464N). Conformada por tobas andesíticas estratificadas, areniscas volcánicas, limolitas y arcillolitas, intercaladas con andesitas de color gris y tobas ácidas. Se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las rocas volcánicas de la U. Changaimina y en contacto tectónico con rocas metamórficas a lo largo del sistema de fallas Las Aradas. Esta secuencia volcanosedimentaria presenta un espesor de 200 a 300 m. La edad se asume por relaciones estratigráficas y es inferida como paleocénica.

Unidad El Ingenio ($O?_{Ei}$) (Oligoceno?): Definida en este trabajo con base en la discriminación de las tobas dacíticas y riolíticas, anteriormente incluidas dentro de la Fm. Sacapalca descrita por Kennerley J. (1973). Afloramientos tipo se encuentra en las zonas de Machay (UTM: 671884E, 9489398N) y Peña Blanca (UTM: 673698E, 9500347N). Consta de volcanosedimentos estratificados y no estratificados de tobas líticas, brechas volcánicas heterolíticas color marrón verdosas con líticos volcánicos y metamórficos, a nivel local se encuentran areniscas. En algunos de sus afloramientos muestran alteraciones hidrotermales como silicificación, argilización, propilitización y caolinización. Se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la U. Río Guayucu y en algunos casos, cubriendo a la unidad volcánica Changaimina; y en contacto tectónico, con las rocas metamórficas a lo largo del sistema de fallas Las Aradas. Presenta espesores de 300 a 400m. Estratigráficamente se le correlaciona con la Fm. Loma Blanca desarrollada en la cuenca Catamayo-Gonzanamá, donde Hungerbühler (1997) infiere una posible edad eocénica tardía a oligocénica.

Formación Quinara (M_{Qu}) (Mioceno): Las litologías piroclásticas fueron inicialmente correlacionadas con la Fm. Loma Blanca (Kennerley y Almeida, 1975a). Posteriormente fue introducida por Hungerbühler en 1997. La localidad tipo se ubicada en el sector Palmira Sahuaycu (UTM: 696329E; 9519312N); está compuesta por tobas ácidas y brechas explosivas de origen hidrotermal de colores grises y blancos, con clastos de composición metamórfica; contiene cristales de cuarzo, biotita y epidota, con bajo porcentaje de anfíboles y piroxenos.

Granitoides Portachuela (M_P) (Mioceno): Expuesto al Oeste de la Hoja, en el sector del Contrafuerte de Sabanilla y en el flanco occidental del Contrafuerte de Chuquiragua. Comprende granodioritas y granitos de color gris claro, faneríticos, contiene plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, hornblenda y biotita, en ocasiones presenta minerales secundarios como clorita, epidota y arcillas. La edad reportada es miocénica (Ullrich, 2004).

Formación Cerro Mandango (MPL_{Cm}) (Mioceno-Plioceno): Kennerley (1973). Ocurre en un sinclinal orientado SSE-NNO entre Vilcabamba y Malacatos. La sucesión consta de un miembro de arenas inferiores y un miembro de conglomerados superiores (Hungerbühler, 1997 en Hungerbühler, 2002), es de tipo granocreciente. Los afloramientos están a lo largo de la vía Vilcabamba-Masanamaca, tienen una tendencia NW-SE con buzamientos bajos hacia el Oeste. Se trata de conglomerados conformados por clastos, guijarros y localmente bloques con composición de cuarcitas, filitas, pizarras, esquistos, gneis y cuarzo blanquecino; sobre una matriz de arena media a gruesa, clasto soportada y mal sorteada.

Unidad Suro (PL_{Su}) (Plioceno): Establecida en este trabajo, se encuentra al tope de la cuenca. Presenta una clara discordancia angular con respecto a la Fm. Cerro Mandango y a las unidades subyacentes, producto de un debris flow. El afloramiento tipo propuesto para la unidad se encuentra en el sector de Suro. Litológicamente exhibe secuencias métricas de conglomerados intercalados con niveles centimétricos de areniscas conglomeráticas. Los conglomerados presentan matriz soportada y poco consolidada, los clastos son metamórficos sub redondeados, la matriz es arenosa de grano medio a grueso.

Unidad El Fundo (PL_F) (Plioceno): INIGEMM (2013). Constituida por secuencias de conglomerados y tobas retrabajadas, además, están los depósitos fluvio-lacustres estratificados, depósitos de avalanchas y flujos de lodo; también se presenta conglomerados mal clasificados, areniscas, limolitas y lutitas.

Unidad El Carmen del Laurel (PL_{Cl}) (Plioceno): Corresponde a una discriminación de la Fm. Sacapalca en la Hoja Geológica de Gonzanamá 1:50000 efectuada por el INIGEMM (2015). Es una secuencia volcanosedimentaria moderadamente soldada, en su mayor parte constituida por depósitos laharíticos recientes. Los afloramientos están en los sectores de Los Llanos, Santa Ana, La Palma. Consta de flujos con clastos centimétricos polimícticos, intercalados con estratificaciones subhorizontales por areniscas tobáceas de grano medio con alto magnetismo, en algunos sectores atravesado por vetillas de yeso y anhidrita. Se presentan depósitos laharíticos, moderadamente soldados, tienen guijarros y cantos subangulares a subredondeados, soportados en una matriz arenosa de grano fino; los clastos son de andesitas porfiríticas. Estos lahares están sobreyaciendo discordantemente a la U. El Ingenio; por sus relaciones estratigráficas se infiere que su edad es pliocénica, con un espesor de ~100 a 200 m. (INIGEMM, 2015).

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósito glaciar (Q_G) (Cuaternario): Están distribuidos en la divisoria de aguas del Contrafuerte de Sabanilla y en cotas superiores a los 3300 msnm. Se los ha identificado mediante fotografías áreas y control de campo, estos depósitos son producto de las glaciaciones ocurridas en el Pleistoceno, están representados por morrenas y tilitas.

Depósito coluvial (Q_C) (Cuaternario): Están conformados por bloques métricos a centimétricos de rocas metamórficas en una matriz areno-limosa. Se ubican en la vía Lucero, al O del poblado de Palmira y en el poblado de Valladolid.

Depósito aluvial (Q_A) (Cuaternario): Son depósitos jóvenes ubicados en las márgenes de los principales ríos como Pindo, Chiriyacú, Aguacola, entre otros. Consiste de cantos rodados y bloques subredondeados a redondeados con gravas, arenas finas y limos, originados por el transporte y sedimentación del material clástico.

ROCAS SUBVOLCÁNICAS

Pórfidos (P): Al Oeste, estos cuerpos tardíos se presentan no mayores a 1 km^2 y en forma de diques que cortan al basamento metamórfico y a las rocas volcánicas continentales del Paleoceno y Oligoceno, se han emplazado a lo largo de fallas regionales y locales con tendencia NNE. En este sector es frecuente encontrar pórfidos cuarzo riolíticos y dacíticos. En el extremo SO, predomina la ocurrencia de pórfidos de composición diorítica, riodacítica y andesítica, se trata de intrusiones hipoabisales con un control estructural NNE y E-O. Los cuerpos más representativos se tienen en el sector de Cangochara (UTM: 677409E; 9498542N), donde se desarrolla un pseudo stockwork emplazado en una zona de debilidad de un pórfido diorítico con presencia de sericita, vetillas milimétricas de cuarzo y óxidos de hierro. Y el pórfido ubicado en Sanambay (UTM: 671841; 9491402) donde se emplaza un cuerpo afectado por alteración argílica, con vetillas de jarosita y hematita, fuertemente cizallado. Otros stocks ubicados en la cordillera de Paredones, sector de Numbala varían desde dacíticos y andesíticos a microdioríticos. La alteración de mayor ocurrencia en los pórfidos es la propilítica, en ciertos lugares y en menor intensidad alteración argílica, con presencia de pirita fina.

BRECHAS

Brechas (B): Estos cuerpos se encuentran ubicados en el contacto entre el batolito de Portachuela y la U. Chigüinda, emplazados en una falla de dirección NO-SE, se le infiere una dimensión de 1km de ancho por 2km de largo. Presentan clastos subredondeados de metapelitas y cuarcitas con líticos intrusivos en una matriz volcánica porfirítica con pátinas de carbonatos; en general la roca tiene alteración argílica media, en la matriz. Al E de la loma El Tablón (UTM: 682703; 9496815) existen brechas de tipo freáticas.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Al Oeste de la Hoja, el principal rasgo estructural está marcado por el sistema de fallas Las Aradas, presenta una dirección preferencial NNE-SSO, con dinámica transcurrente dextral e inversa, con buzamientos fuertes al E, esta estructura marca el límite tectónico entre los terrenos metamórficos y la secuencia volcanosedimentaria continental.

Las unidades litotectónicas están limitadas por estructuras regionales con rumbo preferencial NNE-SSO, marcando una dinámica andina y cinemática cabalgante con buzamientos fuertes tanto al Este como al Oeste. Desde el lado oriental al occidental destacan las siguientes estructuras regionales; la falla Numbala identificada en el presente levantamiento en la quebrada de Los Monos (UTM: 716589E; 9516135N), mantiene una dirección N-S y limita al Complejo Intrusivo de Zamora y pórfidos dacíticos con la U. Pucarón. La falla de Palanda, tiene un sentido N-S, con buzamiento hacia el O, la estructura constituye el contacto tectónico entre las rocas de las unidades Sabanilla y Pucarón, principalmente en los sectores de Numbala Alto, Numbala Bajo y al Este de la quebrada Honda. La falla de Sabanilla, denominada por Aspden y Litherland (1992), es uno de los importantes rasgos morfoestructurales, tiene un sentido N-S con buzamientos fuertes hacia el O, sin embargo, en ciertos lugares el buzamiento cambia al Este, la estructura constituye el contacto tectónico entre las unidades Chigüinda y Sabanilla.

La falla Yangana, se denominó por primera vez en el mapa geológico binacional (2007). En general se relaciona con un sistema de fallas que alcanza una longitud de ~ 10 km, donde el macizo rocoso ha sido afectado por zonas de cizallas de hasta 2.5 km de ancho, con orientación preferencial NO e inclinaciones bajas hacia el Este, marcadores de desplazamiento revelan una cinemática cabalgante con componente dextral. La zona de falla delimita a los sedimentos de la cuenca Malacatos - Vilcabamba. Claras evidencias de la falla se exponen cerca del poblado de Yangana.

HISTORIA GEOLÓGICA

El basamento ¿Precámbrico? consiste de paragneis y esquistos, como techos colgantes sobre el Complejo Intrusivo de Zamora. En la Cuenca Oriente estas rocas han sido reportadas por Baldock (1982) y (Litherland et al., 1994), con una edad ~1600 Ma. El Paleozoico es representado por los sedimentos pelíticos de la U. Chigüinda perteneciente al terreno continental Loja de origen alóctono (Litherland et al., 1994). Sin embargo, estudios recientes sugieren un origen autóctono para estas rocas (Pratt et al., 2005; Chewet al., 2007; Cochrane, 2013). Los sedimentos se metamorfizan en el Devónico, acompañados de vectores de cizallamiento regional transpresional dextral (Egüez y Aspden, 1993).

En el Triásico un importante evento tectono-termal sincronizó la intrusión del granito tipo-S Tres Lagunas y la anatexia de Sabanilla, este evento habría ocasionado el metamorfismo regional (Litherland et al., 1994; Chew et al., 2008).

A finales del Triásico e inicios del Jurásico, ocurre un régimen de deformación que implica una tectónica de rumbo (rift), donde se pueden desarrollar al mismo tiempo zonas de extensión y compresión. Posiblemente la faja metamórfica Pucarón corresponde a un nivel de esquistos grafitosos y filitas, cuya deformación se atribuye a la dinámica de la falla Palanda. Las rocas siliciclásticas Tapala se componen de sedimentos detríticos, volcanoclásticos y volcánicos; además de calizas silíceas grises, calizas negras de grano fino y alternancias de lutitas negras compactas con areniscas de grano fino, que representan un ambiente de depositación de baja energía. La U. Tapala, posiblemente corresponda a la formación de cuencas restringidas durante una fase de transtensión de importancia regional, a lo largo de fallas NNE-SSO (Baby et al, 1998).

El fin del rifting está relacionado con un cambio del marco geodinámico al régimen convergente del Jurásico, donde se marca el inicio de la subducción andina expresada en el volcanismo calcoalcalino del arco Misahuallí y en el magmatismo representado por el Batolito tipo "I" de Zamora, que llevan a superficie rocas cratónicas de metamorfismo medio a alto expuestas como Roof Pendants de la Unidad Plan del Oso y generando metamorfismo de contacto que ha afectado a las rocas calcáreas Tapala.

En el Cretácico, la formación de la cuenca trasarco implica la depositación de la Fm. Napo sobre el arco volcánico jurásico.

Durante el Paleoceno-Eoceno se desarrolla el arco volcánico continental (antes Sacapalca, Kennerley et al., 1973) compuesto por secuencias volcano-volcanoclásticas, reconocidas en este estudio como unidades Changaimina y Río Guayucu. Sistemas de fallas y sobrecorrimientos subandinos culminan en el Cenozoico Superior, así las principales fallas del Mesozoico-Cenozoico involucran sobrecorrimientos y movimientos transcurrentes (Litherland et al., 1994).

El volcanismo continúa posiblemente durante el Eoceno-Oligoceno?, generando nuevos productos de composición dacítica, que han sido agrupados y definidos como U. El Ingenio, con aporte de líticos volcánicos y metamórficos.

Dentro de la sedimentación continental neógena en el sur del Ecuador, se desarrolla la cuenca de Vilcabamba-Malacatos que forma parte de la sucesión N-S de cuencas neógenas. Su relleno está constituido por sedimentos continentales neógenos (Oligoceno Superior-Plioceno) (Morrocco et al., 1997). Por otro lado; en el Plioceno se desarrollan depósitos laharíticos de la U. El Carmen del Laurel.

La posterior reactivación de antiguas fallas y la generación de nuevas estructuras principalmente de tipo inverso debido a un régimen tectónico compresivo, han sido evidenciadas. Algunas de estas estructuras fueron aprovechadas por intrusivos y cuerpos subvolcánicos (pórfidos y brechas) para su emplazamiento, es decir, son postbatolíticos (Portachuela), posiblemente del Mioceno tardío al Plioceno.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Los indicios minerales ocurren en el flanco occidental de la cordillera Real, a lo largo del sistema de fallas Las Aradas-Baños, en forma de vetas masivas de cuarzo, pórfidos, brechas con mineralización y alteraciones hidrotermales (argílica y silícica) con valores de Cr, Ni y Au como las muestras reportadas en el río Chiriyacu. En las márgenes del río Numbala, se delimitaron pórfidos dacíticos de considerables dimensiones, el análisis preliminar de muestras de mano permitió detectar alteraciones propilíticas y argilíticas. El prospecto mineral más representativo está en las calizas y mármoles de "Paredones", "Filo de Mogote" y "Cresta de Gallo", se ubica al Este de Tapala, constituye un gran paquete de rocas calcáreas afectadas por un metamorfismo de contacto ocasionado por el Complejo Intrusivo de Zamora.

REFERENCIAS

ASPDEN J. A. & LITHERLAND M. (1992) The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador, Tectonophysics 205, 187-204.

BABY P., BERNAL C., CHRISTOPHOUL F., VALDEZ A. (1998) Modelo Estructural y Ciclos Tectono - Sedimentarios de la Cuenca Oriente. Quito: Orstom - Petroproducción.

CHEW D., SCHALTEGGER. U. (2007) U-Pb Geochronologic Evidence for the Evolution of the Gondwanan Margin of the North-Central Andes. Geological Society of America Bulletin.

CHEW D. M., MAGNA T., KIRKLAND C. L., MIŠKOVIC A., CARDONA A., SPIKINGS R., & SCHALTEGGER U. (2008) Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: Evidence for a Neoproterozoic active margin? Precambrian Research, 186–200.

COCHRANE R. (2013) U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. Thèse de doctorat, Université de Genève, Département de Minéralogie, Genève, Suiza.

EGÜEZ A. (2013) Proyecto Rehabilitación Nambija, Componente Geológico. Quito: Consultoría Profesional.

EGÜEZ A., y ASPDEN J. (1993) The Mesozoic-Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes. ISAG, 179,180,181.

GRANDA B. (2001) Informe de Inspección Geológico - Minera de Indicios y Depósitos de Rocas Calcáreas en el sector Sur del país. Quito.

HUNGERBÜHLER D. (1997) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. Doctoral Thesis, Swiss Federal Institute of Technology in Zürich, Zürich, Switzerland.

HUNGERBÜHLER D. (1997) Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador: sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zurich, Switzerland, 182 pp.

INIGEMM (2013) Memoria Técnica Hoja Geológica Cariamanga Escala 1:100000. Memoria Técnica y Mapa, Quito.

INIGEMM (2015) Memoria Técnica Hoja Geológica Gonzanamá Escala 1:50000. Memoria Técnica y Mapa, Quito.

JAILLARD J. (1997) Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca Oriente del Ecuador. ORSTOM – PETROPRODUCCIÓN.

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province Southern Ecuador. Institute of Geological Sciences – Overseas Division. London – United Kingdom. 23, 43.

KENNERLEY J. B. (1979) Hoja geológica Las Aradas, escala 1:100000. Dirección General de Geología y Minas (DGGM). Quito-Ecuador.

LITHERLAND M., ASPDEN J., JEMIELITA R. (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador. British Geological Survey, O verseas Memoir 11, 147p.

MORROCCO R., LAVENU A. & FIERRO J., (1997) Sedimentación continental Neógena en contexto tectónico: La Cuenca de Vilcabamba-Malacatos (Sur del Ecuador). Escuela Politécnica Nacional. Quito-Ecuador 4 (1), 85-113.

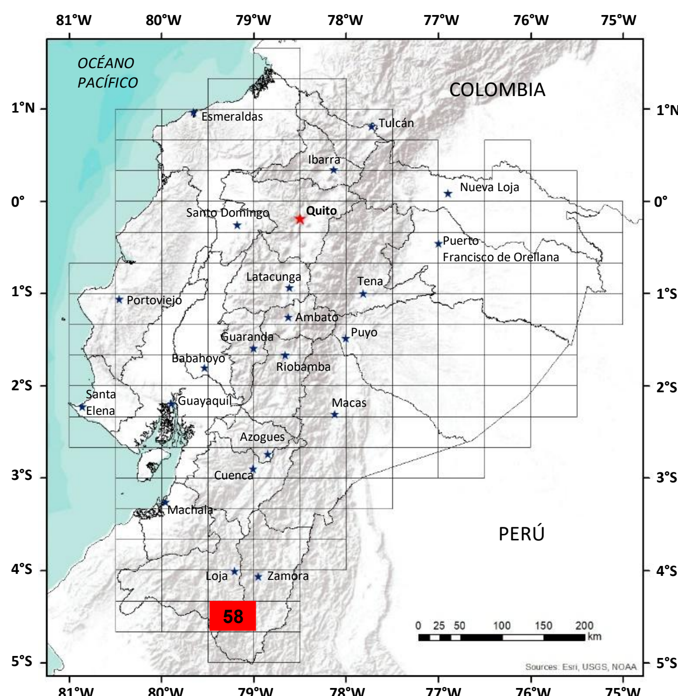
PRATT W., DUQUE P., & PONCE, M. (2005) An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. Tectonophysics, 251-278.

SPIKINGS R., COCHRANE, R., VILLAGÓMEZ D., VAN DER LELIJ R., VALLEJO C., WINKLER W., BEATE B. (2015) The Geological History of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma)). Gondwana Research, 27, 95-139.

TSCHOPP H. (1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador. AAPG Bull., 45

ULLRICH T. D. (2004) Summary Report on 40Ar/39Ar Dating for MAP: GAC Activity EC-50 Ecuador, Samples DG-56 and GA-019. Informe no publicado, Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth & Ocean Sciences, University of British Columbia, Argon Geochronology Laboratory.

WASSON T. & SINCLAIR J. (1927) Geological explorations east of the Andes in Ecuador. AAPG Bull, 11, 1263 – 1266.



HOJA GEOLÓGICA-58
LAS ARADAS (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Las Aradas se sitúa al sur del Ecuador entre las provincias de Loja y Zamora Chinchipe en la Cordillera Real, abarcando un área de 2108 km². Su acceso principal parte desde la Panamericana Sur, mediante las rutas Vilcabamba – Yangana – Palanda y Loja – Gonzanamá – Amaluza, complementadas por vías secundarias que conectan los poblados de Las Aradas, El Ingenio, La Huaca, Yanagala, Tapala, Palanda, entre otros.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el **Precámbrico** se originaron las rocas más antiguas correspondientes al **Gneis Plan del Oso (Ꝑ?$_{Po}$)** formación metamórfica compuesta por esquistos pelíticos micáceos y sericíticos [1], [2], [3]. Durante el **Paleozoico**, la **Formación Isimanchi (D3$_{I}$)** compuesta por filitas negras, esquistos grafitosos, metapelitas, calizas y mármoles, se relaciona con una depositación de ambiente submarino con aporte continental [1], [2], [3]. Por su parte, la **Formación Chigüinda (C$_{C}$)** está integrada por cuarcitas, esquistos, filitas y sedimentos semipelíticos depositados en un entorno submarino, influenciado por aportes de una fuente continental carbonífera en el margen pacífico [1].

Durante el **Mesozoico**, en el **Triásico**, el **Granito Tres Lagunas (TR$_{TI}$)** y la **Migmatita Sabanilla (T1$_{S}$)** constituyen productos de anatexia cortical e intrusiones félsicas vinculadas al mismo evento extensional. Posteriormente, la **Anfibolita Monte Olivo (T3$_{MO}$)** se emplaza mediante sills y diques máficos a ultramáficos, generados por fusión parcial del manto e inducida por descompresión asociada al evento de rifting triásico [1], [4], [5].

Durante el **Jurásico**, la **Formación Santiago (J1$_{S}$)** compuesta por lutitas y calizas negras se depositan en una cuenca marina somera al este de la Cordillera Real [1], [6].

Además, destaca el arco calco-alcalino representado por el **Complejo Intrusivo Zamora (J$_{Z}$)**, compuesto por granodioritas, cuarzodioritas y monzodioritas de textura fanerítica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda. Dataciones U-Pb sitúan a este complejo intrusivo entre 178,1 a 145,4 Ma. También sobresale la **Formación Misahuallí (J2K1$_{M}$)** constituida principalmente por brechas volcánicas y lavas andesíticas.

La **Formación Alao Paute (J3K1$_{Ap}$)** formada por esquistos verdes, metaandesitas y metabasaltos, según relaciones estratigráficas tiene contacto tectónico con rocas volcánicas de las formaciones Changaimina y El Ingenio, así como, con las rocas metamórficas de la Formación Chigüinda, ubicándola en el **Jurásico Medio** (163.7 ± 1.6 Ma) [1]. Finalmente, la **Formación Celica (K1$_{C}$)** (interpretada en el perfil) compuesta por lavas andesitas basálticas, brechas y tobas, consideradas como parte de un arco sumbmarino [7].

El **Cenozoico** comprende formaciones sedimentarias y volcanosedimentarias, desarrolladas en cuencas intramontañosas asociadas a episodios de compresión y extensión. El **Grupo Sacapalca** conformado por rocas volcánicas de composición básica a intermedia son vinculadas a un volcanismo de arco continental, diferenciándose de las formaciones **Changaimina (K2Pc$_{Ch}$) y Río Guayucu (PcE$_{Rg}$)**, cubiertas por secuencias sedimentarias y volcanosedimentarias continentales del **Grupo Saraguro (EM$_{S}$)** representado por la **Formación El Ingenio (E?$_{Ei}$)**. Durante el **Paleógeno al Neógeno** se desarrollan las cuencas intramontañosas de Malacatos, Vilcabamba, Loja y entre otras, reflejando un régimen mixto de compresión y extensión [1], [5], [8], [9].

En el **Mioceno** se encuentra la **Granodiorita Portachuelo (M$_{P}$)** de composición granodiorítica, grano medio a grueso, generalmente masivo, originado en un contexto de arco volcánico continental durante el **Neógeno**.

La Cuenca Malacatos–Vilcabamba compuesta por la **Formación Quinara (M$_{Qu}$)**, la cual constituye la base de la cuenca y se caracteriza por una litología predominantemente piroclástica [8], [9]. Asimismo, las formaciones **Cerro Mandango (MPL$_{Cm}$)** y **Suro (PL$_{Su}$)** forman parte del relleno de dicha cuenca, compuesta por conglomerados y bloques de cuarcitas, filitas, pizarras, esquistos y gneises.

En el **Pleistoceno**, los **Depósitos Glaciares (Q$_{G}$)** están localizados por encima de los 3.400 m s. n. m. en las lagunas Chuquirahua, Arenal, Yacurí, Arrebatadas, entre otras. También se reconocen **Depósitos Laharíticos (Q$_{Lh}$)** constituidos por flujos con clastos polimícticos centimétricos; **Depósitos Coluviales (Q$_{C}$)** vinculados a zonas inestables y **Depósitos Aluviales (Q$_{A}$)** dispuestos en forma de terrazas a lo largo de las márgenes de los principales ríos que drenan la región.

Los cuerpos intrusivos comprenden granodioritas y dioritas, así como, rocas subvolcánicas de composiciones riolíticas, riodacíticas, dacíticas y andesíticas. Estas rocas porfídicas intruyen secuencias jurásicas y paleocénicas, aflorando a lo largo del río Numbala, en las estribaciones occidentales del frente subandino y en las orientales de la Cordillera de los Paredones.

En cuanto a la geología estructural de la zona de estudio se han identificado dos fallas principales con orientación predominante NNE–SSO: el sistema de fallas Las Aradas de tipo inversa-dextral y buzamiento hacia el este; y el sistema de fallas Palanda-Numbala de carácter inverso. Durante el **Neógeno** se generaron zonas de hundimiento tecto-sedimentarias que controlaron la evolución y formación de las cuencas intramontañosas de Loja y Malacatos. Adicionalmente, las fallas Sabanilla, Yangana y Fundochamba se relacionan con fallas menores de rumbos N–S, NE–SO y NO–SE, con cinemáticas inversas, normales o transcurrentes.

REFERENCIAS

[1] R. SPIKINGS ET AL. (2015) "The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma)," Gondwana Research, vol. 27, no. 1, pp. 95–139, doi: 10.1016/J.GR.2014.06.004.

[2] R. A. SPIKINGS ET AL. (2019) "Latest Triassic to Early Cretaceous tectonics of the Northern Andes: Geochronology, geochemistry, isotopic tracing, and thermochronology," Andean Tectonics, pp. 173–208, doi: 10.1016/B978-0-12-816009-1.00009-5.

[3] D. M. CHEW ET AL. (2007) "U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwana margin of the north-central Andes," Geol Soc Am Bull, vol. 119, no. 5–6, pp. 697–711, May, doi: 10.1130/ B26080.1.

[4] R. COCHRANE ET AL. (2014) "Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea," Lithos, vol. 190–191, pp. 383–402, Mar, doi: 10.1016/j.lithos.2013.12.020.

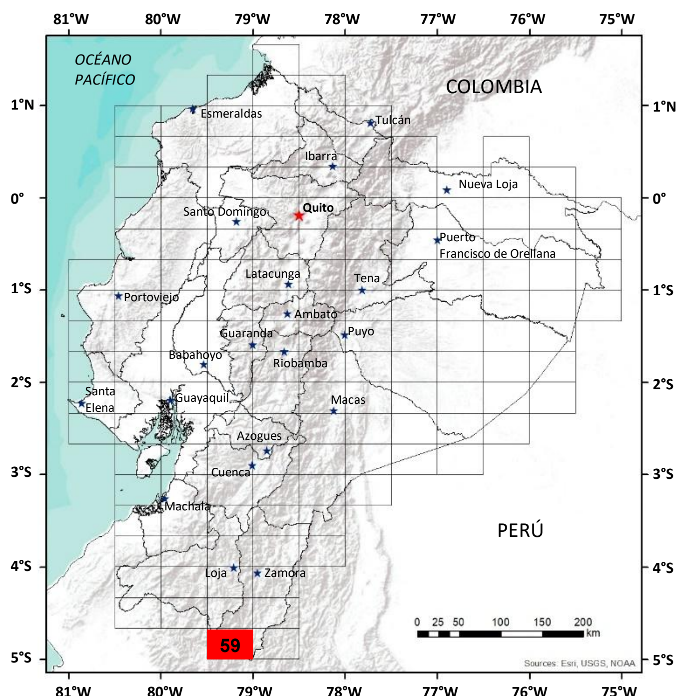
[5] R. A. SPIKINGS, P. V. CROWHURST, W. WINKLER, AND D. VILLAGOMEZ (2010) "Syn- and post-accretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record," J South Am Earth Sci, vol. 30, no. 3–4, pp. 121–133, Dec, doi: 10.1016/j.jsames. 2010.04.002.

[6] CARRASCO, H. (2018) Análisis Litoestratigráfico y de Procedencia de los Depósitos Sedimentarios Cretácicos de la Cuenca Alamor-Lancones. Escuela Politécnica Nacional.

[7] M. E. VALAREZO ET AL. (2019) «Sedimentological and provenance analysis of the Río Playas stratigraphic section: Implications for the evolution of the Alamor-Lancones Basin of southern Ecuador and northern Peru», J. South Am. Earth Sci., vol. 94, p. 102239, oct, doi: 10.1016/j.jsames. 2019.102239.

[8] D. HUNGERBÜHLER ET AL. (2002) "Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador," Earth Sci Rev, vol. 57, no. 1–2, pp. 75–124, doi: https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00071-X.

[9] M. STEINMANN (1997) "The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution," ETH Zurich. doi: 10.3929/ethz-a-001843356.



HOJA GEOLÓGICA-59
ZUMBA (1979)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Zumba se encuentra ubicada al Suroeste de la ciudad de Zamora, Provincia de Zamora Chinchipe, y al Sur de la Ciudad de Loja, en el extremo sur del país; encierra una superficie de 1455km^2. Las alturas del terreno fluctúan entre 800m en el extremo Sur, y un poco menos de 3800m en el Noroeste del cuadrángulo. El relieve de la región es abrupto. La accesibilidad por vía aérea es el único medio moderno de transporte, que se puede llegar a la zona, gracias a la construcción de la pista de aterrizaje en la población de Zumba, aunque todavía el único medio de transporte en el resto de la región es mediante acémilas. La temperatura y vegetación son variables, dependiendo de la altura; en la parte más baja hay selva tropical. Los ríos más importantes son el Río Mayo en el Oriente, y los Ríos Blanco y Canchis en el extremo Sur del país.

GEOLOGÍA

Un basamento de rocas metamórficas paleozoicas está, en parte, cubierto por una secuencia de lavas y piroclásticos cretácicos-paleocénicos. Las rocas paleozoicas y cretácicas están intruidas por grandes batolitos graníticos. Encima hay sedimentos continentales y lavas del Terciario Superior hasta Cuaternario. Depósitos glaciales ocurren en los lugares altos al Oeste del cuadrángulo.

Serie Zamora (P_{Zz}) (Paleozoico): Las rocas metamórficas de la Serie Zamora (Kennerley, 1973) predominan en la parte centro-oriental de la Hoja. Se trata de una secuencia muy variable y bastante plegada que consiste principalmente de esquistos (cloríticos, biotíticos, grafíticos), cuarcitas e intercalaciones de gneises, estos últimos gradados dentro de las migmatitas. Al Oeste del Río Mayo se encuentra una franja que aflora desde la Cordillera Caluma (973-807), hacia el Sur hasta el Río Canchis, constituida por gneis migmatítico con textura fluidal, estructura pegmatítica y que posee inclusiones graníticas compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda en cristales bien desarrollados: parece que han sido afectadas por metasomatismo. También se encuentran pizarras cristalinas. La estructura de estas rocas es relativamente uniforme con rumbos de foliación N-S, y con buzamientos generalmente casi verticales, indicando la fuerte deformación que han sufrido.

Formación Celica (K_C) (Cretáceo): Aflora en la parte Sureste del cuadrángulo, en los alrededores del Pueblo de Chito, y al Norte de Palanumá (050-820) en la parte Norte de la Hoja. Comprende rocas volcánicas continentales, pero hay pocos afloramientos de buena calidad. En el camino de Chito a Guitico en la depresión alargada de la sección de N-S del Río Mayo la Formación está presentada por andesitas porfiríticas que presentan un bajo grado de metamorfismo, por la presencia de intrusivo granodiorítico en los alrededores. Andesitas, de color verde obscuro y textura de grano fino, afloran en la Cuesta del Pucarón al Norte de Palanumá, en estos lugares se hallan impregnadas de calcita en zonas de fracturamiento, y generalmente se encuentran fuertemente alteradas. En estas rocas existe pirita, lixiviada en la zona de superficie.

Formación Sacapalca (K_7P_{Cs}) (Cretáceo Superior-Paleoceno): Esta Formación aflora solamente en el extremo Noreste de la Hoja; consiste de coladas andesíticas-dacíticas y rocas piroclásticas, de color café, marrón y gris. Predominan en su composición los fenocristales de oligoclasa-andesina, con anfíboles cloritizados, vidrio volcánico, magnetita y óxidos secundarios de hierro.

Formación Quillollaco (M-Pl) (Terciario; Mio-Plioceno?): Esta Formación yace en un graben en el Sur de la Hoja y está compuesta de sedimentos continentales. Las rocas consisten en areniscas cuarzosas, blancas o pardas amarillentas de grano fino a grueso, estratificadas en bancos decimétricos a centimétricos; en esta secuencia también se encuentran lutitas y conglomerado que alternan en diversas proporciones, los contactos son en ciertos casos concordantes y transicionales y en otros muestran una pronunciada discordancia, así tenemos en el caso de las areniscas con el conglomerado. En esta Hoja descansan directamente sobre las rocas metamórficas paleozoicas; se desconoce el espesor de la Formación.

Volcánicos Indiferenciados (Pl-P) (Plio-Pleistoceno): Rocas volcánicas indiferenciadas se encuentran localizadas en el lado oriental de Palanumá (064-773), en una extensión aproximada de 70km^2; según las características del terreno tienen formas de cráteres que se pueden ver en fotografías aéreas. Existen lavas de andesitas básicas y porfiríticas de grano fino a medio, con plagioclasa y minerales máficos dominantes. Al Sureste del afloramiento existe un área clara en las fotografías que está interpretada como una zona de alteración hidrotermal.

Depósitos Glaciales (dg) (Pleistoceno): Un complejo de morrenas desciende desde los cerros más altos en la parte oeste del cuadrángulo. Estos depósitos glaciales se encuentran totalmente descubiertos, careciendo así de toba y vegetación y se encuentran en mayor cantidad en el lado occidental de las montañas.

Derrumbes: El relieve abrupto y la erosión fuerte en la región han causado varios derrumbes, especialmente en los sedimentos terciarios cerca de Zumba.

INTRUSIVOS

Dos batolitos grandes se encuentran cruzando la Hoja con dirección N-S; ambos se hallan intruidos dentro de la Serie Zamora y la Formación Celica. **El Batolito de Portachuela** (Sauer, 1965) o de Sabanilla, al Oeste de la Hoja hasta el Río Blanco, (frontera con el Perú según la línea de Protocolo de Río de Janeiro de 1942), es un complejo de diferentes rocas cuya composición varía de granito a tonalita. El granito está constituido por cuarzo, albita y ortoclasa que ocurren en cantidades casi iguales. Cerca al sitio Loma Los Soldados (765-754) los intrusivos varían en composición a granodiorita, una roca leucocrática, de grano medio, con grandes cristales de hornblenda y hojas de biotita. Se observa más al Sur, que la granodiorita pasa gradualmente a tonalita de color gris, se presenta con minerales de grano fino a medio. Las tonalitas contienen hornblenda como mineral primario en cristales idiomorfos de color verdoso, dispuestos sin ninguna orientación; la plagioclasa tiene cristales cuadrangulares.

En el lado oriental de la Hoja se encuentra el **Batolito del Río Mayo**, al Este de Zumba. Este intrusivo de granodiorita biotítica aflora en ambos lados del Río Mayo desde la frontera con el Perú (según la línea del Protocolo de Río de Janeiro de 1942), hacia el Norte hasta Palanumá y el Río Palanda, donde se presenta en contacto gradacional dentro del cuerpo granítico metasomático de Palanda, que es, por lo menos en parte, de origen metasomático. Es una tonalita hornbléndica, pero tiene intercalaciones de rocas metamórficas y forma parte de la Serie Zamora; probablemente es mucho más antigua que la edad indicada por las determinaciones radiométricas (175-148 Ma). Los afloramientos son mejores al Norte, cerca de Palanda (Hoja de Las Aradas (58)). La relación entre el cuerpo granítico metasomático de Palanda y el Batolito intrusivo del Río Mayo aún no es conocida exactamente.

ESTRUCTURA

La Serie Zamora constituye una zona intensivamente plegada con buzamientos fuertes. En los alrededores de la Loma de Nambacola Grande (031-729) se encuentra un anticlinal cuyo eje corre con dirección NNE-SSW; en el sector de Guadual (026-592) se localiza un sinclinal simétrico con buzamientos suaves cuyo eje también tiene dirección NNE-SSW. Se encuentra fallas y fracturas en las rocas metamórficas e intrusivas, las fallas en su mayoría son casi verticales, las fracturas son de cizallamiento y se localizan a lo largo y paralelamente a las fallas principales, las mismas que han ocasionado derrumbes en los alrededores de la Q. Huanchumangui (020-570).

HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas de la Serie Zamora son un complejo de sedimentos de un geosinclinal paleozoico y rocas intrusivas antiguas todas bien metamorfizadas. Durante el Mesozoico y Cenozoico se desarrolló el ciclo geotectónico, que delineó por primera vez la actual Cordillera Occidental. Sobre este basamento metamórfico fueron extruidas rocas volcánicas del Cretáceo y Terciario Inferior, mientras se intruyeron grandes batolitos de rocas graníticas. En el Terciario Superior sedimentos continentales se depositaron en áreas restringidas como un graben del Suroeste de Zumba. Volcánicos plio-cuaternarios y depósitos glaciales se desarrollaron sobre las rocas antiguas.

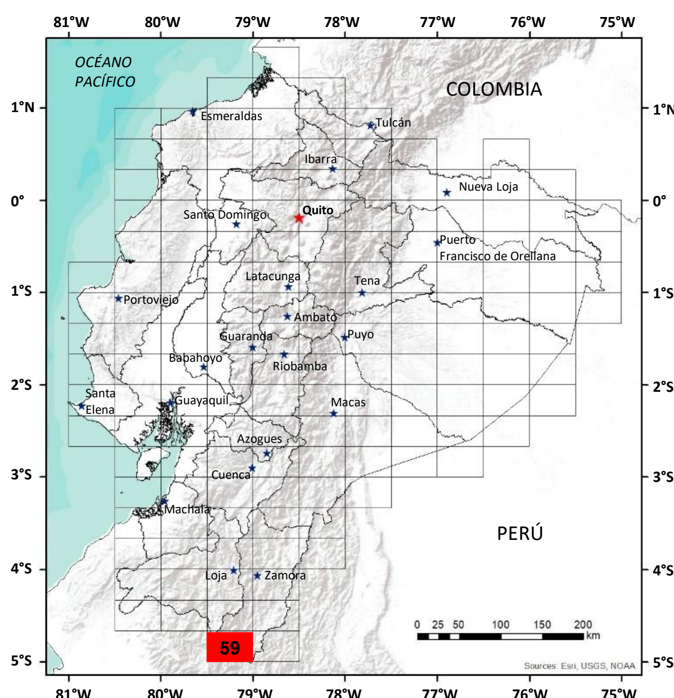
GEOLOGÍA ECONÓMICA

No hay indicios de minerales metálicos en la región en la Hoja, aunque hay una pequeña cantidad de oro en el aluvio de los ríos.

REFERENCIAS

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province, Southern Ecuador. Institute of Geological Sciences, Report N°23.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-59
LAGUNA COX-RÍO BLANCO
(ZUMBA OESTE) (2009)

La Hoja geológica No. 59 NO Laguna Cox y SO Río Blanco escala 1:50000 se encuentra ubicada al Sur del territorio ecuatoriano a 70km al S de la ciudad de Loja. El área de investigación es parte de las jurisdicciones de las provincias de Loja y Zamora Chinchipe. La morfología del área se caracteriza por su altitud que varía entre 1400 m.s.n.m. al SE y 3632 m.s.n.m. al NE, por zonas de altas montañas escarpadas > 3400 m.s.n.m, montañas medias y planicies entre 1400 a 3400 m.s.n.m. El área de investigación cubre las Hojas topográficas Laguna Cox y Río Blanco (1:50000). El paisaje se caracteriza por lomas alargadas (divisorias de aguas entre cuencas), con direcciones NO-SE y N-S, en la zona oriental cumbres redondeadas de fuertes pendientes, valles en "V", con zonas pantanosas, lagunas posglaciación en la zona occidental y en el sector central del área de estudio.

El clima y la vegetación están condicionados a la topografía y altitud, predominando el clima frío de páramo con temperaturas de 0° a 15°C al N y templado hacia el S de la Hoja. Las estaciones no son marcadas, con lluvias de abril a agosto, extendiéndose todo el año con precipitaciones que oscilan entre 1500 a 1843 mm^3 (INAMHI, 2000) indicando un alto potencial hídrico.

Los patrones de drenajes en su orden son dendrítico localizados en los sectores: Cerro Cimarrones, Cordillera de Calima, Filo Pueblo Viejo; paralelo y rectangular, en las lagunas ubicadas al NO de la Hoja y en la Loma del Ahogado. La zona es drenada por el río Isimanchi, con una dirección O-E, con sus afluentes principales los ríos Bolívar y Esmeraldas; hacia el N de San Andrés los ríos Palanumá y de los Cimarrones; hacia el S los ríos Blanco y Canchis.

Los accesos al área de estudio se realizan por vías arteriales (Loja–Amaluza, Jimbura– San Andrés, Loja–Palanda–Zumba), caminos de verano y senderos de ingreso a parroquias, caseríos, y lugares de turismo como las lagunas: Laguna de Patos, Negras, Cox y Chuquiragua. La principal actividad económica es la ganadera productora de leche, piscicultura (truchas), en menor proporción el turismo (Paisajes Naturales, Bosque Protector Colambo-Yacuri), la agricultura es básicamente de subsistencia.

La mayor concentración humana se localiza en las parroquias: Jimbura, Palanda, Zumba y el caserío San Andrés, el nivel económico de la zona es bajo con un alto porcentaje de emigración.

GEOLOGÍA

La geología de la Hoja Laguna Cox-Río Blanco, está conformada por rocas metamórficas de las unidades Chigüinda, Sabanilla y Granito Tres Lagunas, así como rocas volcánicas pertenecientes a la Unidad Sacapalca y Formación Caballo Blanco, intruidas por el Complejo Intrusivo Portachuela y cubiertas por terrazas, depósitos coluviales y morrenas.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Chigüinda (PzCh) (Paleozoico): Los afloramientos ocurren al N de San Andrés en el margen izquierdo del Río Bolívar (UTM: 687946, 9471592), como bloque colgado en la Quebrada el Chorro, localizado en 681353, 9470723.

Las litologías consisten en filitas, esquistos biotíticos, cuarcitas de grano fino a medio y hornfels de color gris verdoso. Microscópicamente los esquistos biotíticos (Quebrada El Chorro) están compuestos de cuarzo, moscovita, clorita, dos clases de biotitas alteradas unas tabulares con clivaje y las otras de forma anhedral sin pleocroísmo, con segregación de óxido de hierro. Los granos de cuarzo se muestran de dos generaciones: cristales de cuarzo equidimensionales de grano medio a grueso de un diámetro aproximado de 0.75 mm. y vetillas de cuarzo con una potencia aproximada de 0.5 mm, relacionada con una alteración hidrotermal local. Los minerales mencionados anteriormente están considerados dentro de Facies de Esquistos Verdes.

En el sector del Río Blanco cerca del Hito Loma Pelada, en 689758-9454881, afloran cuarcitas, microscópicamente estas rocas están constituidas de cuarzo en mayor porcentaje, mica blanca (sericita y moscovita) y minerales opacos, cortados por vetas de cuarzo que varían desde pocos milímetros hasta 20 cm de espesor, en este mismo sector afloran esquistos biotíticos, de textura lepidogranoblástica, microplegada, compuestos por minerales de biotita desgastadas en sus bordes, cuarzo, sericita y minerales opacos.

Los contactos con la Unidad Sabanilla localizados hacia el E, se infieren como tectónicos representados por un sistema de fallas inversas con una dirección NE-SO, con vergencia hacia el SE. La edad es considerada como Devónico a Pérmico (Litherland et al., 1994).

Unidad Sabanilla (TS_b) (Triásico): Aflora en la parte oriental de la Hoja, los principales afloramientos ocurren en el sector de la Loma Alto del Río Blanco localizado en 690716-9453327, al Este de San Andrés 691634-9466592 y en la carretera San Andrés-Zumba. Las litologías representativas de esta unidad están constituidas por ortogneis y paragneis, de grano grueso a medio, con una coloración gris verdoso y blanquecino, tiene segregación de máficos y félsicos. Microscópicamente presentan minerales de textura lepidoblástica, cristales de cuarzo en un tamaño promedio de 0.25-0.5 mm., estos cristales forman un mosaico y son alotriomorfos; cristales de biotita orientados de forma laminar ≤1 mm, subidiomórficos; las plagioclasas (Albita) con tamaño ≤ a 1.5 mm, son de forma tabular e hipidiomórfica; los cristales de sericita presentan un tamaño que varía entre 0.25-1mm., en forma de agujas, subhipidiomórfica, con orientación preferente del mineral en microgrietas y minerales opacos ≤ 1mm., diseminados de forma tabular. El paragneis al SE de San Andrés, es fuertemente silicificado.

El contacto con la Unidad Chigüinda hacia el Oeste se infiere como tectónico, mientras el contacto con el Complejo Intrusivo Portachuela es intrusivo.

La paragénesis mineral en rocas aflorantes en el Río Blanco, es biotita-moscovita-albita-cuarzo. Duque P. (2000), reporta la presencia dentro de esta paragénesis mineral también a sillimanita-biotita-cuarzo-albita; cianita-biotita-ortoclasa-cuarzo, asociaciones de alto grado metamórfico. La edad constituida en base a una combinación de isócronas Rb-Sr en roca total es de 224 ± 37 Ma (Litherland y otros, 1994). Geoquímicamente, la Unidad Sabanilla es muy similar a la Unidad Tres Lagunas, sugiriéndose que las dos comparten un mismo origen (Litherland et al., 1994).

Unidad Tres Lagunas (TTL) (Triásico): En el sector Las Ciénegas 672984-9479588, afloran rocas correspondientes a un ortogneis, con coloración gris negruzco de grano fino a medio, ocurre un bandeamiento, con minerales de plagioclasa alterada (Albita), cuarzo de dos generaciones con un diámetro 0.25-0.50 mm., con extinción paralela, la moscovita orientada con respecto a la foliación, biotita de forma anhedral se encuentra alterada con inclusiones de opacos. Esta unidad se encuentra en contacto tectónico con la Unidad Sacapalca y contacto intrusivo con la roca huésped del Complejo Intrusivo Portachuela. La edad está datada en base a una combinación de análisis de isotopos de Pb en Sr, da una edad aproximada de 227 ± 32 Ma (S. Nobel en Litherland y otros, 1994).

Unidad Sacapalca (E_1E_2Sa) (Paleógeno): Los mejores afloramientos de esta unidad ocurren en el Río Bermejo, hacia el S (671982, 9480911) comprenden una secuencia de lavas andesíticas masivas de grano fino a medio de color gris verdoso a obscuro y tobas dacíticas esparcidas de grano medio, con coloración blanca verduzca (672200, 9482437). Esta Unidad al noroccidente de la Hoja está en contacto tectónico con la Unidad Tres Lagunas y con el Complejo Intrusivo Portachuela, el contacto es intrusivo. Su edad ha sido datada como Paleoceno/Eoceno Temprano (Jaillard et al.,1996).

Formación Caballo Blanco ($N2C_B$) (Neógeno): En la quebrada Veinticinco de Diciembre, coordenadas 677854-9471607, afloran lavas andesíticas y tobas dacíticas, de color crema. Microscópicamente presentan textura volcanoclástica, en una matriz criptocristalina, con cristales de plagioclasa (Albita) zonada, con un diámetro de 0.75 mm., con maclas tipo Carlsbad, biotita de forma tabular fracturada, anfíbol de forma subhedral y cuarzo con extinción paralela. Las rocas volcánicas están en contacto intrusivo con el Complejo Intrusivo Portachuela y el Pórfido cuarzo feldespático, también están sobreyacidas por morrenas y terrazas aluviales. Se le asigna una edad del Plioceno por comparación con los Volcánicos Shimbe del lado peruano, quienes datan a estas rocas en la época Pliocénica, localizados en la Carta Geológica del Perú, San Antonio 10-e (1987).

DEPÓSITOS

Morrenas (Q_m) (Cuaternario): Los depósitos morrénicos afloran en Laguna Negra 674000-9479500, al SO de la Laguna Chuquiragua 673748-9477951, en la quebrada Golpiadero 676300-9472950 y al SO de Cordillera Lagunillas 680700-9466500, estos depósitos están compuestos de bloques de rocas intrusivas con diámetros variables de centimétricos a métricos.

Terrazas aluviales (Cuaternario): Localizadas en los ríos Bolívar 687500-9471500, Isimanchi 677600, 9472500 y al NO de la quebrada Golpiadero, están constituidas por clastos subangulares milimétricos a centimétricos de rocas intrusivas y metamórficas (filitas, pizarras y cuarcitas) en una matriz areno arcillosa poco consolidada.

Depósito coluvial (Cuaternario): Depósito coluvial de clastos angulares a subangulares centimétricos a métricos, de rocas intrusivas soportadas en una matriz areno-arcillosa poco consolidada de coloración verde, localizado en 675500-9474350 y en los sectores de las quebradas El Tábano, La Cueva.

Complejo Intrusivo Portachuela (N1Pt) (Neógeno): Ocupa la mayor área en la Hoja, en los sectores de los ríos Bolívar, 686750-9471550; Río Isimanchi al NO de la población de San Andrés, 689671-9468205; Quebrada Troya, 686350-9469850; Lagunas Negras, 674387-9479307; Loma Pelada, 674856-9479636; al S de la Loma Los Soldados, 676712-9474456, las rocas son de color gris blanquecino, grano grueso, con cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y menor porcentaje de hornblenda. En láminas delgadas indica que se trata de una granodiorita, de textura hipidiomórfica, compuesta por plagioclasa (andesina-labradorita) (40%), feldespato potásico (30%), cuarzo (20%) y anfíbol (10%). Al suroriente de la Hoja geológica, en el margen izquierdo del río Blanco (frontera con el Perú) 682352-9462862 y hasta el sector de San Andrés, afloran rocas de color gris blanquecino.

Microscópicamente se la define como una granodiorita hornbléndica, de textura holocristalina equigranular, con minerales de plagioclasa (andesina-labradorita) (35%), cuarzo (25%), biotita (10%), hornblenda (25%), y opacos (5%). En este intrusivo existe una facie granodiorítica y otra definida como diorítica, ubicadas en las partes más dístales del Complejo Intrusivo Portachuela, en forma de stocks aislados. Los afloramientos que se encuentran al NO de la Hoja 673226-9483531; al NO de la Loma Los Soldados, 676220-9475420 y al E de la Laguna Negra, 676300, 9472950. Microscópicamente se la define como una granodiorita que presenta textura holocristalina, conteniendo plagioclasa (35%), piroxeno (25%), biotita (20%), hornblenda cloritizada (10%), cuarzo (5%) y opacos (5%). El cuarzo es anhedral e intersticial entre los cristales de plagioclasa. En base al promedio K/Ar, el Complejo Intrusivo Portachuela, Litherland et al. (1994) considera una edad del Mioceno (20Ma).

En el sector de la quebrada Las Coloradas, 678252-9475266, aflora un pórfido cuarcítico, asociado al Complejo Intrusivo Portachuela, las rocas son de coloración gris blanquecinas de textura porfirítica, con cristales de plagioclasa, feldespato, cuarzo y biotita. Los fenocristales de feldespato en una masa cristalina de grano fino, indican que el magma intruyó y cristalizó cerca de la superficie.

En el sector al N de Lomas Blancas, 685322-9470902, aflora un dique con aproximadamente 6m de potencia, grano fino, constituido de cuarzo, plagioclasa, definido como aplítico, emplazado en el Complejo Intrusivo Portachuela. Las Unidades Chigüinda y Sabanilla están intruidas por Complejo Intrusivo Portachuela y sobreyacida por la Formación Caballo Blanco, morrenas, depósitos coluviales y terrazas aluviales.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Fallas: El rasgo estructural más importante determinado en campo es la falla que cruza N59°O buzando 80° NE, cuya dinámica, rasgos estructurales fueron determinados en la quebrada Veinticinco de Diciembre, 677650-9471350, las estrías evidencian un movimiento transcurrente sinistral, gouge y brecha de falla de 1.5 m de ancho con clastos de roca intrusiva, los afloramientos contiguos se encuentran muy fracturados, más al NO, la falla controla la dirección del río Isimanchi, el mismo que cambia el curso de dirección NO-SE a E-O.

La principal estructura es la foliación que afecta a las rocas metamórficas de la Unidad Chigüinda, de preferencia mantiene un rumbo de N10°E y buzan al NO con 80°.

Al SE de la Laguna del Pato, 684629-9465065, se encuentra una falla de tipo inversa de Rumbo N64°O y buzamiento 80° SO, con vergencia al NE, el afloramiento donde aparece esta estructura se encuentra fracturado, por interpretación de fotografías aéreas, mapa topográfico y la imagen Landsat, esta estructura sería la misma que se mapeó anteriormente.

Relacionada a la acción de esta falla aparecen otras fallas conjugadas como la determinada en el sector del margen derecho del río Isimanchi, 681219-9470737, que tiene un rumbo N15°E y buzamiento 86° al NO, las estrías del plano de falla evidencian dos componentes de movimientos: sinistral e inverso, en la zona de falla aflora gouge.

En el sector de la quebrada Los Soldados, 680080-9471234, aflora una falla de rumbo general E-O, buzando 85° hacia el S; con dinámica de movimiento dextral, la zona de falla presenta brechas con clastos de rocas intrusivas silicificadas y 15m de espesor.

Interpretando la imagen satelital y las fotografías aéreas se observa lineamientos N-S, encontrándose como los más importantes los que limitan al Pórfido, por el Este la Laguna Las Coloradas; al Oeste la Laguna Desaguadero y en otros sectores de la Hoja.

Foliación: La foliación y el bandeamiento son los rasgos estructurales más importantes en las rocas metamórficas, ubicadas en el sector del río Bolívar, 687946-9471592, se exhibe una foliación marcada de rumbo N27°E y buzando 60° al SE, en el sector de la quebrada El Chorro, presenta foliaciones bastante discretas determinadas por el bandeamiento, cuyo rumbo es: N10°E, buzando 80° al SO.

Alteración: Al SE de la Quebrada Veinticinco de Diciembre, en las coordenadas 678153-9471820, afloran rocas de coloración gris verdosas definidas como andesitas basálticas, afectadas por alteración hidrotermal tipo Propilítica, caracterizada por la presencia de clorita, calcita y epidota. Al SE de la quebrada Las Coloradas, 679112-9471603, desde el inicio de este sector hasta Loma del Balcón al S, 680250-9471124, afloran rocas intrusivas de coloración verde blanquecina, muy silicificadas, en los planos de las discontinuidades se encuentran rellenados por sulfuros y carbonatos, las plagioclasas presentan un bajo grado de alteración, la biotita primaria, los feldespatos se descomponen y se transforman en sericita y además existe abundante óxido de hierro, tratándose de una Zona de Alteración Fílica (Cuarzo-sericita-pirita), este sector de investigación tiene una longitud aproximada de 1.2 km. y una potencia mayor a 10 metros, con un diaclasamiento principal que tiene una dirección N40°E buzando al SE 65°.

Movimientos en masa: En toda el área de estudio se ha identificado movimientos en masa (deslizamientos, flujos, caídas, avalanchas de detritos etc.).

En el trayecto Quebrada El Chorro-San Andrés, la roca afectada por movimientos en masa corresponde al intrusivo que se encuentra mayormente meteorizado que sumado a la actividad antrópica (Construcción de la vía San Andrés-Jimbura) ha generado una amplia zona de movimientos en masa especialmente caída de rocas, deslizamientos y avalanchas de detritos.

La presencia de flujos de detritos generalmente se encuentra relacionada con las quebradas donde afloran rocas intrusivas.

Deslizamientos rotacionales se encuentran relacionados a depósitos coluviales, como el evento ubicado al Sureste del Hito Nacientes del Río Quingo.

Avalanchas de detritos se producen en rocas metamórficas como se evidenció en el flanco sur occidental de la elevación filo de Pueblo Viejo, el ángulo de pendiente supera los 45°.

Caída de rocas se presenta en las zonas en donde el intrusivo se encuentra diaclasado, que ocurre cerca del puente en la confluencia de los ríos Isimanchi y Esmeraldas.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Los metasedimentos de la Unidad Chigüinda al N-S de San Andrés e incluidas en el Terreno Loja (Litherland y otros, 1994), constituyen las rocas más antiguas de la zona de estudio, interpretados como sedimentos del Paleozoico Tardío afectados por una orogenia Triásica. Durante este período, las rocas sedimentarias semipelíticas que conforman la Unidad Chigüinda, considerando como parte del basamento de la Cordillera Real, han sufrido fuertes plegamientos y la transformación de las mismas como consecuencia de un metamorfismo regional y de contacto. En el Permo-Triásico, posiblemente relacionado al rompimiento de Gondwana occidental se originó un cinturón regional de granitoides “tipo S” denominado en el Ecuador como unidades Tres Lagunas y Sabanilla, que también ha sufrido transformaciones metamórficas principalmente en el Triásico (Litherland y otros, 1994). Durante el Paleoceno-Eoceno, al NO de la Hoja de estudio en un ambiente continental se formó el arco Sacapalca de composición andesita basáltica. Durante el Mioceno, se produce la intrusión del Complejo Intrusivo Portachuela, posterior a lo cual se emplazó un Pórfido cuarzo feldespático. Durante el Plioceno afloran tobas y andesitas basálticas pertenecientes a la Formación Caballo Blanco. Las litologías más jóvenes están representadas por depósitos Morrénicos, Coluviales y Terrazas Aluviales.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La Hoja Laguna Cox-Río Blanco, hacia la parte SO, ha sido investigada obteniéndose como resultados una zona de alteración cuarzo, sericita con pirita, en el sector de las quebradas (Los Soldados y Coloradas).

Al SO de San Andrés (684292, 9470886), dentro del Complejo Intrusivo Portachela, se presentan arcillolitas rojizas muy plásticas, con abundante sílice, sugiere la ocurrencia de otra zona de alteración Argílica.

En los sectores del Río Isimanchi, en confluencia con el Río Bolívar, la CODIGEM–BGS, 1994, ejecutó investigaciones de carácter regional durante el levantamiento geológico al Sur de la Cordillera Real, escala 1:500000, en el mapa final de Ocurrencias Metálicas, reportan indicios de minerales metálicos tales como: Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, Mo, Ce, Y, Th, U y W.

Dentro de la Hoja Geológica Laguna Cox-Río Blanco, en referencia al Catastro Minero de fecha julio de 2008, la Dirección Regional de Minería de Zamora, tiene catastradas 6 concesiones mineras para la exploración de minerales metálicos que cubren el 40% del área (45450 Has).

En lo referente a los materiales de construcción como fuentes importantes, existen la Unidad Sacapalca y la Formación Caballo Blanco. Se evidenció al NO del sector Las Ciénegas (671982-9480911), la existencia de una cantera donde explotan materiales de construcción (Andesitas basálticas). Filitas y cuarcitas de la Unidad Chigüinda y rocas del Complejo Intrusivo Portachuela, son potenciales fuentes para rocas ornamentales y/o material para lastre.

LEVANTAMIENTO AMBIENTAL

Se colectaron 50 muestras de agua y 14 de sedimentos fluviales dentro de las áreas que cubren las Hojas topográficas Laguna Cox y Río blanco, micro-cuencas hidrográficas de los ríos Isimanchi y Blanco, en las cuales se determinaron algunos parámetros in situ, utilizando un espectrofotómetro DR2005 HACH, con técnica colorimétrica. Se analizaron 37 muestras de agua y 14 de sedimentos fluviales, se enviaron al laboratorio de Química Ambiental de la Facultad de Ingeniería Química de la Universidad Central para la determinación de concentraciones de metales beneficiosos y perjudiciales para la salud.

Los resultados señalan que tanto las determinaciones “In situ” como las de laboratorio, se tienen que, en términos generales, el agua de la zona de estudio y bajo las condiciones propias de muestreo son de buena calidad, limpias y con niveles muy bajos de elementos químicos contaminantes para el ambiente, con excepción de ciertos drenajes cuyo contenido es producto de un fondo geoquímico natural.

Existe una concentración geoquímica mayor de As, Pb, Zn en sedimentos fluviales en la zona comprendida entre la quebrada Colorada y el río Esmeraldas, que confluyen hacia el río Isimanchi, cuyos tenores se relacionan con una fuente cercana de alteración hidrotermal encontrada en el punto de coordenadas (679326, 9471268) relacionada con el Complejo Intrusivo Portachuela y un Pórfido, fuertemente meteorizados.

Los contenidos de As en las aguas son bajos y no sobrepasan de 50 µg/l, que es la norma técnica permisible para aguas de consumo doméstico. Los valores mayores se correlacionan con los contenidos de As encontrados en sedimentos fluviales de la quebrada Colorada y los ríos Esmeraldas e Isimanchi.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International Vol. V.2da. Edición Unión Internacional de Ciencias Geológicas

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1000000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito, 54 pp.

DUQUE P. (2000) Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador. Impresora Flores, Quito, pag. 75.

DGGM (1979) Mapa Geológico de Zumba, hoja 59 (1:100000), Quito, Ecuador

CODIGEM, BGS (1994) GEOLOGICAL AND OCCURRENCE MAPS OF THE SOUTHERN CORDILLERA REAL METAMORPHIC BELT, ECUADOR. Escala 1:500.000

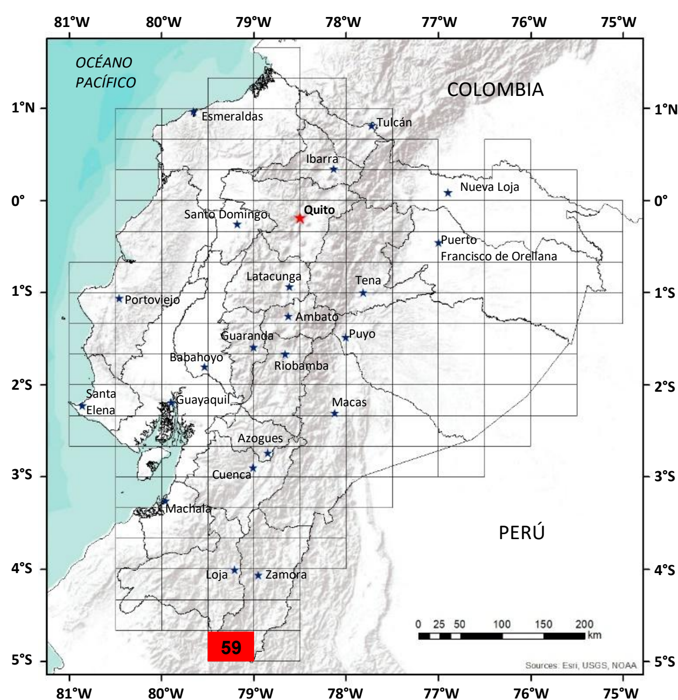
JAILLARD E., ORDÓÑEZ M., BERRONES G., BENGTSON P., BONHAMME M., JIMÉNEZ N. & ZAMBRANO, I. (1996) Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during late Cretaceous and early Tertiary times. Journal South American Earth Sciences, Vol. 9, 131 - 140

LITHERLAND M., ASPDEN A. & JEMIELITA R., (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador, Overseas Memoir 11. Keyworth, Nottingham British Geological Survey.

INAMHI (2000-2005) Anuario Meteorológico. No. 90-95, Quito-Ecuador.

INEMIN, BGS (1987) CORTE N° 12, LOJA-ZUMBA.

INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1987) Boletín No. 39, San Antonio 10-e. Lima-Perú.



HOJA GEOLÓGICA-59
ZUMBA (2017)

INTRODUCCIÓN

La hoja geológica Zumba cubre una superficie aproximada de 1500 km^2 en la región Sierra al sur de Ecuador e incluye parte de las provincias de Loja y Zamora Chinchipe. Las principales redes viales son las carreteras Loja – Gonzanamá – Amaluza – Jimbura y la vía Loja – Vilcabamba – Zumba. Además de la vía de segundo orden Zumba - San Andrés – Jimbura, que atraviesa la zona de estudio en sentido NO-SE.

Incluye los dominios geomorfológicos del macizo metamórfico de la Cordillera Real y la cuenca sedimentaria intramontañosa de Zumba. En este sentido, se tiene una topografía bastante irregular con contrafuertes montañosos, pendientes empinadas y zonas planas rellenas con depósitos sedimentarios. Las altitudes varían entre 1880 msnm y 3880 msnm. Las principales redes hidrográficas son las de los ríos Mayo e Isimanchi que descargan sus aguas hacia la cuenca del río Amazonas y hacia el océano Pacífico respectivamente.

GEOLOGÍA

Las rocas metamórficas de la Cordillera Real constituyen el basamento cristalino que incluye unidades litotectónicas de un encajante metasedimentario paleozoico, depositado en cuencas ensiálicas que alojan conjuntos litológicos triásicos desarrollados en una zona de rift (Litherland y otros, 1994).

La parte oriental está dominada por rocas del Jurásico, en donde se dio la depositación de sedimentos pelíticos negros en el límite del rift, que conjuntamente con la fuerte actividad tectónica se formaron filitas grafitosas debido al metamorfismo regional de bajo grado. Simultáneamente en un ambiente más somero ocurre la depositación de sedimentos pelíticos de ambiente marino de plataforma, especialmente de horizontes calcáreos que corresponden a las calizas de la Unidad Irunuma. Un régimen convergente provocó el levantamiento y emersión de la Cordillera Real, iniciando la subducción andina evidenciada por el Intrusivo tipo "I" de Zamora. Asociado a este magmatismo, está la facie extrusiva, donde se generan rocas volcánicas de afinidad calco-alcalina atribuidas a la Formación Misahuallí, la cual está conformada por lavas, brechas y secuencias sedimentarias, a los sedimentos jurásicos asociados a las unidades Cerro Colorado y Chito.

La parte occidental del área está dominada por rocas volcánicas y volcano sedimentarias que anteriormente fueron agrupadas sin discriminación en la Formación Sacapalca del Paleoceno (Kennerley , 1973) y gran parte del Intrusivo Portachuela.

El arco volcánico continental calco alcalino habría funcionado de manera intermitente a lo largo del Cenozoico siendo, por esta razón, parcialmente coetáneo con el desarrollo de las cuencas intramontañosas terciarias del sur del Ecuador. Estas cuencas fueron objeto de estudios detallados (Hungerbühler, 1997).

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Plan Del Oso (P̱?$_{Po}$): Consiste de una secuencia metamórfica que se encuentra dispuesta en forma de techos colgantes sobre el complejo intrusivo de Zamora, previamente fueron reportadas por Baldock (1982) y, Litherland y otros (1994). Litológicamente comprenden gneises, esquistos pelíticos micáceos y esquistos sericíticos, de los cuales Chew y otros (2007) mediante el método U/Pb estableció la edad de 368 ± 14 Ma., correspondiente al Devónico Superior (Fameniense) de una muestra de filita recolectada en las cercanías del pueblo de Isimanchi (UTM: 708851E; 9 465992N).

Unidad Chigüinda (Pz_{Lc}): (Litherland y otros, 1994). Se encuentra ampliamente expuesta, sobre todo hacia el flanco occidental de la Cordillera Real. Litológicamente constituye una secuencia de rocas metamórficas de bajo grado que incluye filitas, cuarcitas, esquistos pelíticos y esquistos grafitosos. Litherland y otros (1994) sugieren una edad post-Silúrico para la unidad, a partir de un análisis palinológico; mientras Chew y otros (2007) reportan una datación U/Pb de 362 ± 12 Ma, en zircón.

Ofiolitas Zumba (TR_Z): Litherland y otros (1994). Cerca de la localidad de Zumba, aflora un pequeño cuerpo a lo largo de una falla principal, constituida de rocas ultramáficas afectadas por procesos metasomáticos que han provocado serpentinización. Además, afloran esquistos de talco con bajo grado de metamorfismo de color marrón, constituidos principalmente por minerales como arcillas y talco mismos que podrían ser producto de la alteración de las serpentinas. Spikings y otros (2014) hacen referencia a las Ofiolitas Zumba, para sustentar su teoría de rifting en el Triásico y lo que provocaría el emplazamiento de magmas básicos en la corteza.

Unidad Sabanilla (TR_{La}): (Litherland y otros, 1994). Se presenta como una franja tectónica en dirección NNE-SSO, cuy os principales afloramientos se localizan en la vía San Andrés - Zumba y aguas arriba de la quebrada del Ahogado (UTM: 694 100; 9 465 000N). Litológicamente consiste de rocas metamórficas de grado medio a alto, que varían entre esquistos biotíticos, ortogneises y migmatitas. Localmente se identificaron cuerpos masivos de leucogranitos con cuarzo, feldespato, sillimanita, biotita y muscovita, los cuales contienen enclaves conatos de migmatitas y ortogneis. Según Spikings y otros (2014) tiene una edad de 224 a 240 Ma., además, Litherland y otros (1994) interpretan que la unidad representa el nivel más profundo de la fase migmatítica de los granitos de la Unidad Tres Lagunas.

Unidad Tres Lagunas (TR_L): (Aspden y otros, 1992). Aflora en forma de lente tectónico con dirección N-S , a lo largo de vía Jimbura – San Andrés. Litológicamente está compuesto por gneises, en ocasiones se presenta fuertemente cizallado con un grado de meteorización baja a media. Se trata de una roca con textura granoblástica-lepidoblástica con bandeamiento composicional de cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita. Se infieren contactos principalmente tectónicos con la Unidad Changaimina y el Intrusivo Portachuela. Litherland y otros (1994) señalan una edad de 227.6 ± 32 Ma, e interpretan estos granitoides como de tipo S cuy a relación isotópica $^{86}Sr/^{87}Sr$ relativamente alta, indica una componente cortical en su origen.

Unidad Pucarón ($J?_{Pc}$): Estas rocas afloran en una franja tectónica de aproximadamente 2 km de ancho en la parte central de la zona de estudio. Los afloramientos tipo se encuentran en la vía Los Entierros-Pucarón, en la quebrada Tarrangami (UTM: 700154E; 9467579N). Litológicamente está constituida de una serie de rocas metamórficas de bajo grado como filitas negras con clivaje penetrativo, esquistos grafitosos que van de color gris oscuro a negro y esquistos sericíticos. Según su litología, se trata de sedimentos pelíticos negros posiblemente de ambiente marino somero, que se relacionarían con la Formación Santiago, es decir, que podrían corresponder al Jurásico, no obstante, con la correlación al Grupo S alas que es la continuación de esta franja tectónica al sur, se interpreta a esta secuencia como un lubricante tectónico generado en el Paleozoico.

Unidad Irunuma (J_{Ir}): Definida en este proyecto, con base en los afloramientos expuestos al noroeste de la ciudad de Zumba (UTM: 710 800E; 9 465 200N), hacia la parte alta de la Loma Irunuma y hasta el sector conocido como Las Cavernas. Litológicamente consiste de calizas de color gris oscuro a negro, textura micrítica. El análisis paleontológico sugiere que los ejemplares corresponden a taxones que están incluidos en el orden Pteroidea y familias Aviculopectinidae, cuy as series son del Jurásico Inferior.

Unidad Cerro Colorado (J_{Cc}): Esta unidad fue discriminada y caracterizada con base en su litología y génesis, como una secuencia monótona de brechas volcanosedimentarias, mismas que en trabajos anteriores se las agrupaba como parte de la Formación Misahuallí. Su litología corresponde a una secuencia de brechas polimícticas de color gris obscuro a verdoso, presenta una textura brechosa y estructura masiva, presentan matriz tobácea clasto-soportada con líticos de tamaño canto a guijarro, de forma angular a subangular, constituidos principalmente por basaltos afaníticos de color verde, andesitas basálticas porfiríticas de color verde y ocre, localmente se observan guijarros de rocas metamórficas e intrusivas. Esta unidad subyace discordantemente y de manera tectónica a los sedimentos La Huaca, además se dispone en contacto tectónico con la Unidad Plan del Oso y las Ofiolitas Zumba. A esta unidad se la interpreta como parte de una fase del arco volcánico calcoalcalino y estratigráficamente correlacionada con la Formación Misahuallí, por lo cual, se le atribuye una edad Jurásica.

Unidad Chito (J_{Cht}): Anteriormente definida como la Formación Misahuallí, comprende una sucesión de rocas volcánicas, que forman parte del potente arco magmático que corre desde el norte de Perú hasta el norte de Colombia (Romeuf y otros, 1995), y que estaría asociada a la actividad tectónica Jurásica como parte efusiva de la intrusión de los Intrusivos de Abitagua, Azafrán y Rosa Florida (Aspden y otros, 1992; Egüez y Aspden, 1993). Litológicamente, está conformado por lavas y brechas volcánicas de composición andesítica, geoquímicamente se observa que las muestras son típicas de ambientes de arco continental. Estratigráficamente correlacionada con la Formación Misahuallí, por lo cual, se le atribuye una edad Jurásica.

Volcánicos Sanora (Pc_{Sa}): Definida en el presente trabajo, como una secuencia volcano sedimentaria constituida por depósitos de caída. Los principales afloramientos se localizan en el sector de Sural y en la vía Zumba – La Diversión (UTM: 702704E; 9461909N). Consiste de rocas volcánicas y volcanosedimentarias con clastos redondeados de intrusivos de composición intermedia a acida, líticos de rocas subvolcánicas en una matriz de cristales disgregados de plagioclasa y hornblenda. Limitada al oeste por la Unidad Pucarón y al este por los sedimentos terciarios pertenecientes a la cuenca de Zumba, en contactos de tipo tectónico. Se interpreta a estos volcánicos como parte del arco paleocénico.

Unidad Changaimina (Pc_{Ch}): (INIGEMM, 2013). Anteriormente cartografiada como Formación Sacapalca, aflora en la parte noroccidental de la zona de estudio, principalmente en el río Espíndola (UTM: 671 610E; 9 483 907N), carretera Jimbura - San Andrés (UTM: 671 971E; 9 479 779N) y quebrada Bermejo (UTM: 671 766E; 9 482 206N). Litológicamente consiste de tobas líticas y brechas piroclásticas; las brechas son de composición andesítica, color lila, textura volcanoclástica brechoidea, tamaño de cristales gruesos con matriz de vidrio volcánico y plagioclasas.

Volcánicos Quebrada Calderón (O_{QC}): Los principales afloramientos se encuentran en la quebrada 25 de diciembre (UTM: 676 528E; 9 471 611N) en la vía Jimbura – San Andrés (UTM: 674576E; 9474064N). Litológicamente consta de rocas volcánicas de composición andesítica, principalmente contiene lavas andesíticas, brechas piroclásticas y autobrechas. Las lavas andesíticas son de color gris verdosa con textura hipocristalina, de grano fino con plagioclasas y vidrio volcánico, presenta un fuerte magnetismo. Esta unidad se interpreta de edad oligocénica por correlación con el volcanismo calcoalcalino reportado hacia el norte de la zona de estudio. Por otra parte, esta secuencia se encuentra discordantemente sobre el Intrusivo Portachuela.

Sedimentos La Huaca (M_{LH}): Esta secuencia se enmarca dentro de las rocas sedimentarias pertenecientes a la Cuenca de Zumba, mismas que fueron introducidas por Alvarado (1967). Está conformado hacia la base por una secuencia monótona de conglomerados grano-decrecientes, matriz clasto-soportada, con bases erosivas y exhiben cantos redondeados de cuarcitas, gneis, cuarzo lechoso y andesitas basálticas. Hacia la parte intermedia afloran conglomerados matriz-soportados con guijarros y gránulos de cuarzo, filitas, cuarcitas, andesitas y granodioritas, con base y techo erosivo, los cuales se intercalan con areniscas de grano grueso a medio de color azulado, con gránulos de cuarzo, moscovita y biotita. Transicionalmente cambia a un sistema fluvio lacustre con un importante aporte volcánico, exhibe capas de conglomerados granodecrecientes con matriz clastosoportada, con guijarros y cantos de rocas metamórficas y volcánicas; además existen capas de areniscas volcánicas de grano fino a medio con gránulos de cuarzo, biotita y lapilli, que se intercalan con de tobas líticas de grano medio con fragmentos de lapilli y rocas volcánicas retrabajadas.

Volcanosedimentos Pucapamba (M_{Pu}): Esta secuencia se enmarca dentro de las rocas sedimentarias pertenecientes a la Cuenca de Zumba. Los principales afloramientos se localizan en los sectores de Guarimizal, El Sural y Los Entierros, además en las quebradas Sura (UTM: 702363E; 9465810N), Aguacatillos (UTM: 703759E; 9470720N). Están constituidos por secuencias volcanosedimentarias depositadas en ambientes de caída, caracterizados por brechas de color gris claro a marrón, con matriz soportada de composición dacítica y clastos subangulares a subredondeados de granodioritas, andesitas afaníticas, gneises y esquistos; además se intercalan tobas dacíticas y tobas de lapilli con granos de cuarzo, se encuentran intercaladas con conglomerados, areniscas grises, limolitas y lutitas de color gris consolidadas.

DEPÓSITOS CUATERNARIOS

En la zona de estudio no son extensos y agrupan principalmente a depósitos coluviales, aluviales y glaciares. Localmente se observan **depósitos glaciares (Q_G)** se concentran en las zonas altas de la cordillera, en el sector de las Lagunas Negras, donde se han preservado los circos glaciares, valles en U y depósitos tillíticos.

Depósitos coluviales (Q_C): Generalmente incluyen material poco consolidado, con líticos metamórficos y volcánicos dentro de una matriz areno-limosa.

Depósitos aluviales (Q_A): Se encuentran en las márgenes de los ríos Mayo, Numbala, Palanda, Vergel, Las Peñas, Punchis, Palanuma e Isimanchi, están constituidos principalmente por cantos y bloques subredondeados a redondeados de rocas metamórficas y volcánicas.

ROCAS INTRUSIVAS

Afloran diferentes cuerpos intrusivos e hipoabisales de composición intermedia a ácida, distribuidos en el sector occidental y oriental de la zona de estudio.

Dioritas (D^D): Se encuentran al oeste de Miraflores, en el sector de San Martin, ocurren a lo largo de la margen oriental del río Mayo (UTM: 712657E; 9466853N) y en la vía Jimbura – San Andrés. Son rocas masivas, fuertemente diaclasadas, de color gris oscuro, textura alotriomórfica con cristales subhedrales de plagioclasa y anfíbol; presentan vetillas milimétricas de calcita y alteración propilítica.

Granitos (G^G): Los principales intrusivos graníticos se ubican en los sectores de La Libertad, parte baja del río Palanuma, Bellavista y Jesús del Gran Poder. Los granitos son de color gris, textura fanerítica y estructura masiva, con cuarzo, feldespato y biotita, muestra locales zonas de alteración argílica.

Intrusivo Portachuela (M_P): Este complejo intrusivo de gran extensión, está expuesto en la zona oeste del área de estudio, principalmente en el corte que va desde el sureste de Las Ciénegas hasta el sureste del poblado de San Andrés, (UTM: 673153E; 9478962N) y (UTM: 691005E; 9466146N) respectivamente. Litológicamente consiste de granodioritas de grano medio a grueso de color blanco con moteados negros, fanerítico y generalmente masivo.

Complejo Intrusivo Zamora (J_Z): Es un cuerpo elongado de aproximadamente 200 km en sentido N-S y 50 km en sentido E-O. Está constituido por granodioritas con megacristales de hornblenda, cuarzomonzonitas con megacristales de pertita rosa, intrusivos subvolcánicos granulados, microdioritas y pórfidos de hornblenda variando a cuarzodiorita y cuarzomonzonita con biotita y muscovita, poca presencia de granitos (Litherland y otros, 1994).

Pórfido Riolítico (P^R): Afloran en la cabecera norte de la microcuenca del río Bermejo (UTM: 673283E; 9482608N), al sur de la Laguna Chuquirahua (UTM: 674100E; 9477270N), en la cuenca alta del Río Isimanchi (UTM: 679060E; 9471611N) y en las Lagunas Negras (UTM: 674470E; 9479211N). Son de grano medio, textura subporfirítica, color blanco, masivos con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, biotita, arcillas y óxidos de Fe.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona está atravesada por dos sistemas de estructuras regionales denominadas: Sistema de Fallas Las Aradas y Sistema de Fallas Numbala; la primera localizada al NO de la zona, el Sistema Las Aradas es considerada la prolongación hacia el S de la Falla Frente Baños con orientaciones NE-SO (Litherland y otros, 1994); el Sistema Numbala está localizado al E de la zona, denominada Falla Palanda o Numbala tiene una dinámica inversa (Litherland y otros, 1994).

Sistema de Fallas Las Aradas: Principalmente afecta al Intrusivo Portachuela, los datos estructurales no muestran claramente direcciones preferenciales, talvez por la influencia de estructuras jóvenes en sentido O-E.

En el sector de las Ciénegas se observa a la U. Tres Lagunas dispuesto a lo largo de fallas con rumbo N-S . También, se observa dos fallas conjugadas con dirección N-S , que forman una escama del cuerpo metamórfico. Estos trazos de fallas con tendencia N-S y NNE-SSO es considerado parte del Sistema de Fallas Las Aradas.

Entre el río Esmeralda y la Q . El Chorro se localiza dos fallas con tendencia N-S y NNE-SSO, que están afectando a las rocas graníticas y granodioríticas pertenecientes al complejo Intrusivo Portachuela. Se ha observado una falla con dirección NNE-SSO en las (UTM: 680143E; 9470673N), con rumbo N20°E y buzamiento de 30°SE, rasgos geomorfológicos se observan en la loma Tres Picos y al O del contrafuerte Las Lagunillas.

Al O de la Q . Troya en las (UTM: 687910E; 9468711N) se observó una falla normal afectando a la roca granodiorítica del Intrusivo Portachuela, con dirección NE-SO y buzamiento 80°al NO.

Sistema de Fallas Palanda o Numbala: Es una estructura regional localizada al E de la zona, este sistema incluye tres fallas paralelas con dinámica inversa dextral, en el terreno se observa una clara expresión morfológica. Al N, se observa una orientación NNE-SSO y buzamientos de 45 a 70° al O.

El Sistema principal tiene una orientación preferencial de N15°E con buzamiento 69°NO, con dinámicas transpresivas, se determinó el esfuerzo principal (σ_1) en dirección S34E°/52°, los esfuerzos σ_2 están orientados hacia el N0°E/32° y el σ_3 hacia el S79°O/16°.

Considerando su dinámica transpresiva se observan segmentos de Riedels sintéticos, asociado a fallas con orientaciones NE-SO con dinámicas dextrales y persistencias de 5 a 10 km. Asimismo, se observó fallas antitéticas con orientación NO-SE con dinámicas sinistrales y persistencia de 4 a 6 km.

Estructuras compresionales y extensionales son observadas en anticlinales y sinclinales en la cuenca de Zumba y escasos fallamientos normales están en las quebradas Sural, Mayo, Higueras y el río Sangola. En el sector de Borletos se evidencia una falla con rumbo N25°E buzando 80° al NO y en la vía hacia el N de Pucarón (Agua Dulce) se identifica una falla regional de rumbo N15°E buzando 70° al NO, estas fallas presentan una cinemática inversa con componente dextral y marca el contacto de las U. Pucarón con la U. Sabanilla.

En el sector de San Martín-Miraflores se observó una falla con rumbo de N30°E buzando 84° al NO.

Cerca de la localidad Shungushe (UTM: 712784E; 9452310E), se observó una falla que está afectando a los pórfidos riolíticos, con dirección N40°E y buzando 86°SE.

Fallas menores: Al N en el río Chinchipe (río Mayo) se encuentra una estructura, considerada como una falla subvertical con dirección N-S , que está afectando al intrusivo de Zamora, y posiblemente permite el emplazamiento de nuevos pulsos magmáticos jóvenes. La cuenca de Zumba está afectada por dos sistemas de fallas gravitacionales menores, el primer sistema ubicado en la parte central de la cuenca con una dirección N-S con buzamientos variables entre 25° a 45° hacia el E, y el segundo sistema está ubicado en la parte S de la cuenca, paralelo al río Canchis con una dirección E-O con buzamientos fuertes entre 70° a 80° hacia el S. Inmediatamente al S en Laguna Chuquiragua se observó una falla con dirección E-O (185°) y con buzamiento hacia el 47°S . Se podrían mencionar que estas fallas tuvieron un movimiento sinistral, evidenciadas en las (UTM: 686724E; 9470320N).

Diaclasas: El análisis de datos determino, el primer sistema con una dirección N50°E y buzando 61°SE, el segundo sistema N42°E con buzamiento 62°NO contrario respecto al primero y la tercera familia N70°E buzando 80°SE, adicional se evidencian diaclasas aleatorias con diferentes direcciones. Mediante el diagrama de concentraciones se aprecia una distribución aleatoria sin ninguna tendencia principal de estas estructuras.

Foliación: Análisis de 112 datos de foliación, determinan una orientación preferencial de N84°E y buzando 87°SE, aunque existe ligeras variaciones en sus buzamientos, estas orientaciones están influenciados por las fallas regionales principales NNE-SSO, y estas se interpretaría como la última deformación S 3 impresa en las rocas metamórficas.

Crenulación: La crenulación es un microplegamiento que se produce por la existencia de varias etapas de deformación en las rocas metamórficas de bajo grado de la U. Pucarón, posterior a la foliación tectónica y es producto de la deformación dúctil de las rocas. En el sector de la Loma del Burro, se evidencia la crenulación en las filitas negras grafitosas con microplegamientos asimétricos que pueden alcanzar hasta unos centímetros.

Estratificación: La cuenca de Zumba presenta capas estratificadas de microconglomerados, areniscas y arcillolitas con direcciones preferenciales N15°O y buzamiento de 35°SO, una segunda de N19°E y buzamiento al 81º NO y la tercera N9°E buzando 17° SE. Por disposición de los estratos se interpretó anticlinales y sinclinales dentro de las secuencias sedimentarias con ejes axiales NNE y SSO, localizados al E del Tablón y entre los sitios Laguna y Libertad.

HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas más antiguas encontradas pertenecen a la Unidad Plan del Oso caracterizada por rocas metamórficas de grado medio a alto, que se interpreta como la cobertura sedimentaria del margen occidental de Gondwana con una edad devónica. El límite occidental del escudo Brasileño-Guayanés se extendía posiblemente hasta la falla de Palanda y hacia el occidente se formaban cuencas costeras intracratónicas donde se dio la depositación de la Unidad Chigüinda de edad paleozoica, la cual es una secuencia pelítica derivada de una fuente continental, probablemente depositada en una cuenca intercratónica o de margen pasiva, que habría funcionado en el Devónico-Carbonífero posiblemente incluso hasta el Pérmico (Litherland y otros, 1994). Según estos mismos autores, el conjunto fue afectado por el rift Triásico e intruido por granitos tipo S (Unidad Tres Lagunas y Sabanilla), durante el evento conocido como Moromoro-Tres Lagunas. Además, se generó el emplazamiento de magmas ultrabásicos, evidencia de esto son las Ofiolitas Zumba.

En el Jurásico se dio la depositación de sedimentos pelíticos negros en el límite del rift, que conjuntamente con la fuerte actividad tectónica se formaron filitas grafitosas debido al metamorfismo regional de bajo grado Unidad Pucarón. Simultáneamente en un ambiente más somero ocurre la depositación de sedimentos pelíticos de ambiente marino de plataforma, especialmente de horizontes calcáreos que corresponden a las calizas de la Unidad Irunuma. Un régimen convergente provocó el levantamiento y emersión de la Cordillera Real, iniciando la subducción andina evidenciada por el Intrusivo tipo "I" de Zamora. Asociado a este magmatismo está la facie extrusiva, donde se generan rocas volcánicas de afinidad calco-alcalina atribuidas a la Formación Misahuallí, la cual está conformada por lavas, brechas y secuencias sedimentarias, a los sedimentos jurásicos asociados a las unidades Cerro Colorado y Chito.

El volcanismo Paleoceno en este estudio, ha sido discriminado en varias unidades representadas como Volcánicos Sanora y Unidad Changaimina correspondientes a la fase de lavas y volcanosedimentaria respectivamente, los cuales corresponderían al arco volcánico Sacapalca. Continuando posiblemente durante el Oligoceno? a Mioceno, generando nuevos productos volcánicos de composición intermedia, que han sido agrupados y definidos en este trabajo como Volcánicos Quebrada Calderón.

En el Mioceno, la existencia de las formaciones volcano-sedimentarias y sedimentarias pertenecientes a la cuenca continental de Zumba, finalmente, en el Cuaternario se desarrollan procesos de erosión, transporte y acumulación de material rocoso y sedimentos que se reflejan en la morfología de potentes depósitos glaciares, aluviales y coluviales.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Ocurrencias de minerales metálicos: las ocurrencias de minerales en el Proyecto de Investigación geológica de la Cordillera Real, muestra que en el sector Noroeste de San Andrés (cuenca alta del río Isimanchi) se reportan ocurrencias de oro y plata, relacionadas a intrusiones granodioríticas; ocurrencias para metales base como cobre, plomo, zinc y cadmio; así como ocurrencias de molibdeno, cerio, itrio, torio, niobio, uranio, bario, antimonio y wolframio (Jemielita y Bolaños, 1993).

Según INIGEMM (2015), se identificaron elementos con escaso grado de dispersión como Ag y Hg, además de elementos con alto grado de dispersión como Au, Cu, Pb, Zn, As, U, Th, Y , Ce, Ba, W , S b, Tb y Gd. Se identificó una anomalía para tierras raras, al oeste del sector San Andrés en los afluentes de primer y segundo orden de la Quebrada Las Vegas, donde existe una posible asociación de torio, itrio, cerio, gadolinio y terbio. Además, la presencia de metales base como cobre, plomo y zinc en el río Esmeralda y sus afluentes; así como las anomalías de oro están posiblemente asociadas con arsénico, específicamente en un afluente de primer orden ubicado en las coordenadas UTM: 679873E; 9469650N.

En el sector del río Mayo, se encuentra la concesión minera Bellavista Alto (código 274) con un área de 10 ha, las litologías presentes incluyen dioritas y cuarzodioritas, posiblemente corresponden a las fases tardías del Intrusivo de Zamora, que serían responsables de la mineralización tipo pórfido de cobre-oro, la explotación se lleva a cabo en niveles de brechas intrusivas con turmalina, magnetita, bornita, calcopirita y minerales secundarios de cobre, con oro local visible.

Ocurrencias de minerales no metálicos: el yacimiento más importante de minerales no metálicos dentro de la zona de estudio es el de la Unidad Irunuma. Este yacimiento se encuentra ubicado al este del poblado de Isimanchi en la Loma Irunuma; contiene calizas con un promedio del 88% de $CaCO_3$ lo que significa que son calizas de buena calidad para la fabricación y producción de cemento (ENAMI, 2012).

Materiales de construcción: Los materiales de construcción en el área de estudio son utilizados principalmente como base y sub-base para la construcción de vías. Estos materiales normalmente son extraídos de canteras ubicadas en los sectores de Numbala, San Francisco del Vergel, Pucarón e Isimanchi. Generalmente estos materiales están constituidos por rocas metamórficas (filitas, esquistos, gneis) y rocas intrusivas (granodiorita).

REFERENCIAS

ALVARADO, R. (1967) Estudios geológicos de una cuenca sedimentaria de los carbones del Austro. Guayaquil: Escuela Politécnica del Litoral.

ASPDEN, J., FORTEY, N., LITHERLAND, M., VITERI, F., Y HARRISON, S. (1992) Regional S -ty pe granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. Journal of South American Earth Sciences, 6, 123-132.

BALDOCK, J. (1982) Geology of Ecuador: explanatory bulletin of the National Geological Map of the Republic of Ecuador, 1: 1 000 000 scale. Quito: Dirección General de Geología y Minas.

CHEW, D., KOSLER, J., WHITEHOUSE, M., GUTJAHR, M., SPIKINGS, R., Y MISKOVIC, A. (2007) U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwana margin of the north - central Andes. Geological Society of America Bulletin, 697 - 711.

EGÜEZ, A. & ASPDEN, J. (1993) The Mesozoic - Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes. Oxford: Abstract of the Symposium on Andean Geodynamics.

EGÜEZ, A., ALVARADO, A., Y HUGO, Y. (2003) Mapa de Fallas y Pliegues Cuaternarias de Ecuador y Regiones Oceánicas Adyacentes. Denver Colorado: USGS .

ENAMI-EP (2012) Avance de actividades de exploración en la concesión minera Isimanchi - Mayo, código 501361. Quito: ENAMI.

HUNGERBÜHLER, DOMINIK (1997) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. Zürich: Tesis Doctoral. ETH Zürich.

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO, MINERO, METALÚRGICO (2013) Memoria Técnica Hoja Geológica de Cariamanga escala 1:100000. Quito.

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO, MINERO, METALÚRGICO (2015) Anomalías geoquímicas de la cuenca alta del río Isimanchi. Sector San Andrés. Quito: INIGEMM.

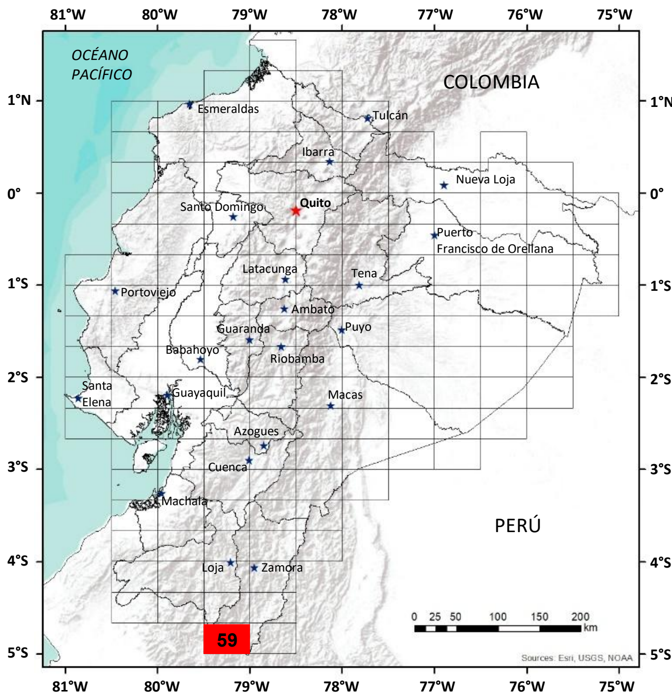
JEMIELITA, R., Y BOLAÑOS, J . (1993) Mineralización, Potencial Mineral y Metalogénesis de la Cordillera Real del Ecuador. Quito: CODIGEM - BGS.

KENNERLEY, J. (1973) Geology of Loja Province, southern Ecuador, Report No 23. London: Institute of Geological Sciences (Overseas Division). Photogeological Unit.

LITHERLAND, M., ASPDEN, J., Y JEMIELITA, R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, Inglaterra: British Geological Survey.

SPIKINGS, R., COCHRANE, R., VILLAGOMEZ, D., VAN DER LELIJ, R., VALLEJO, C., WINKLER, W., Y BEATE, B. (2014) The geological history of northwestern South America: from Pangea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290 - 75Ma). Gondwana Research, 45.

STEINMANN, M., HUNGERBÜHLER, D., SEWARD, D., Y WINKLER, W. (1999) Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. Tectonophysics, 255-276



HOJA GEOLÓGICA-59
ZUMBA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Zumba se ubica en el sur del Ecuador en la frontera con Perú, abarcando sectores de las provincias de Loja y Zamora Chinchipe. Incluye parroquias como San Andrés, Palanda y Zumba (Zamora Chinchipe), así como Jimbura y Amaluza (Loja). El acceso principal comprende la Troncal de la Sierra (E-35), complementado por vías secundarias como Loja–Vilcabamba–Zumba y Zumba–San Andrés–Jimbura.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Precámbrico** se originaron las rocas cratónicas del **Gneis Plan del Oso (Ꝑ?$_{Po}$)**, unidad geológica identificada como "techos colgantes" dentro del Complejo Intrusivo Zamora, compuesta por gneises, esquistos micáceos y sericíticos [1].

En el **Paleozoico** se desarrolló la **Formación Isimanchi (D3$_{I}$)** compuesta por filitas negras, esquistos grafitosos y metapelitas, limitada por fallas inversas [2]. Se interpreta como una secuencia submarina derivada de un arco volcánico, depositada en la margen del Pacífico y separada del continente sudamericano durante el **Triásico** [3]. Asimismo, la **Formación Chigüinda (C$_{C}$)** integrada por cuarcitas, esquistos pelíticos-grafíticos y filitas negras, se encuentran en contacto tectónico al oeste con la Migmatita Sabanilla y ha sido intruida por la Granodiorita Portachuelo [2]. Dataciones U-Pb la sitúan entre 358,1 Ma a 317,8 Ma. Se interpreta como una secuencia submarina de origen volcánico [3].

Durante el **Mesozoico**, se desarrolló el **Granito Tres Lagunas (TR$_{TI}$)** compuesto por granitos gnéisicos y caracterizado por presencia de cuarzo azul. Esta formación se encuentra afectada por fallas con orientación andina intruido por la Granodiorita Portachuelo y cubierta por productos volcánicos cenozoicos. Su origen se atribuye a anatexia parcial de rocas sedimentarias durante el rifting **Triásico**, inducido por adelgazamiento cortical y fusión parcial del manto [2].

Con el inicio del evento de rifting **Triásico**, se originó por anatexia parcial la **Migmatita Sabanilla (T1$_{S}$)** siendo una formación metamórfica de grado medio a alto, compuesta por migmatitas con sillimanita y granate, ortogneises y esquistos biotíticos, limitada tectónicamente por las formaciones Chigüinda e Isimanchi [4]. La **Anfibolita Monte Olivo (T3$_{MO}$)** se emplaza mediante sills y diques máficos a ultramáficos de espesores indeterminados. Dataciones U-Pb sitúan su edad en el **Triásico**.

En un ambiente marino post-rift, se depositó la **Formación Santiago (J1$_{S}$)** compuesta por calizas micríticas oscuras con fósiles (amonites y bivalvos) y vetillas de calcita. Su espesor en el área de estudio alcanza aproximadamente 200 metros y se encuentra sobre el Complejo Intrusivo Zamora [5].

Durante el **Jurásico** se produjo una fase de compresión y levantamiento que dio lugar al **Complejo Intrusivo Zamora (J$_{Z}$)**, compuesto por granodioritas, cuarzodioritas y monzodioritas. Las dataciones U-Pb lo sitúan en el **Jurásico** y su geoquímica corresponde a un arco continental, con anomalías elementales y firmas isotópicas que indican migración de magmas juveniles tras la fragmentación de Pangea [6].

Hacia el final del **Jurásico** se depositó la **Formación Misahuallí (J2K1$_{M}$)**, considerada inicialmente parte de la Formación Chapiza, fue reclasificada como independiente, abarcando las rocas volcánicas jurásicas de la Zona Subandina. Compuesta principalmente por lavas andesíticas, andesitas basálticas y brechas volcánicas con alteración propilítica. La presencia de palinoflora y las dataciones U-Pb en circones detríticos la sitúan entre 150.8 ± 1.8 Ma a 149.9 ± 2.2 Ma, asignándola al **Jurásico Superior** [7]. Además, en el perfil se interpreta la **Formación Changaimina (K2Pc$_{Ch}$)**.

Durante el **Cenozoico**, específicamente en el **Paleoceno** se produjeron eventos volcánicos vinculados al **Grupo Sacapalca**, representado por la **Formación Sanora (Pc$_{Sa}$)** integrada por aglomerados, brechas piroclásticas, areniscas volcánicas y tobas. Posteriormente, entre el Eoceno y el **Oligoceno**, tuvo lugar el volcanismo del **Grupo Saraguro (EM$_{S}$)**, destacando la **Formación El Ingenio (E?$_{Ei}$)**, compuesta por tobas líticas y brechas piroclásticas andesíticas, intercaladas con tobas cristalinas e ignimbritas [8]. También se desarrolló la **Formación Quebrada Calderón (O?$_{Qc}$)**, constituida por lavas andesíticas, brechas piroclásticas y autobrechas [9].

Durante el **Mioceno** ocurrió la intrusión de la **Granodiorita Portachuelo (M_P)**, identificada como un complejo intrusivo que genera relieves moderados a escarpados. Litológicamente está compuesta por granodioritas y granitos [2]. Intruye a la Formación Chigüinda por el este y al Granito Tres Lagunas por el oeste. Su edad corresponde al **Mioceno** y se interpreta como parte del arco volcánico continental del **Neógeno** [10].

Finalmente, se depositaron la **Formación La Huaca ($M?_{Lh}$)** compuesta por conglomerados, areniscas y limolitas con fragmentos volcánicos y metamórficos, indicando un ambiente fluvial lacustre; y, la **Formación Pucapamba (M_{Pu})** integrada por brechas, tobas dacíticas, areniscas y limolitas, asociadas a depósitos de caída. En el Cuaternario se distinguen depósitos superficiales como **Glaciares (Q_G)**, **Coluviales (Q_C)** y **Aluviales (Q_A)**.

Cuerpos intrusivos de composición granítica, cuarzodiorítica y diques dioríticos de color gris oscuro se encuentran encajados en el Complejo Intrusivo Zamora, lo que sugiere una edad posterior al **Jurásico**. Adicionalmente, se presentan rocas subvolcánicas tipo pórfido granítico, que intruyen a la Granodiorita Portachuelo, lo que indica una edad del **Mioceno** o más reciente.

La geología estructural del área de estudio revela la presencia de fallas regionales como Sabanilla y locales con orientación predominante NNE-SSO y dinámicas variadas. Se observa estratos plegados generando anticlinales y sinclinales; con foliación preferencial de rumbo E-O.

REFERENCIAS

[1] D. M. CHEW ET AL. (2007) "U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwana margin of the north- central Andes," Geol Soc Am Bull, vol. 119, no. 5–6, pp. 697–711, May, doi: 10.1130/B26080.1.

[2] M. LITHERLAND, J. A. ASPDEN & R. A. JEMIELITA (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Overseas Memories of British Geological Survey.

[3] R. SPIKINGS, A. PAUL, C. VALLEJO, & P. REYES (2021) "Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera real, Ecuador: 40Ar/39Ar analyses and detrital zircon U/Pb geochronology," Gondwana Research, vol. 90, pp. 77–101, Feb, doi: 10.1016/j. gr.2020.10.009.

[4] R. SPIKINGS ET AL. (2016) "Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea," Gondwana Research, vol. 35, pp. 124–143, Jul, doi: 10.1016/j. gr.2016.02.008.

[5] J. GAIBOR, J. P. A. HOCHULI, W. WINKLER, & J. TORO (2008) "Hydrocarbon source potential of the Santiago Formation, Oriente Basin, SE of Ecuador," J South Am Earth Sci, vol. 25, no. 2, pp. 145–156, Mar, doi: 10.1016/j.jsames.2007.07.002.

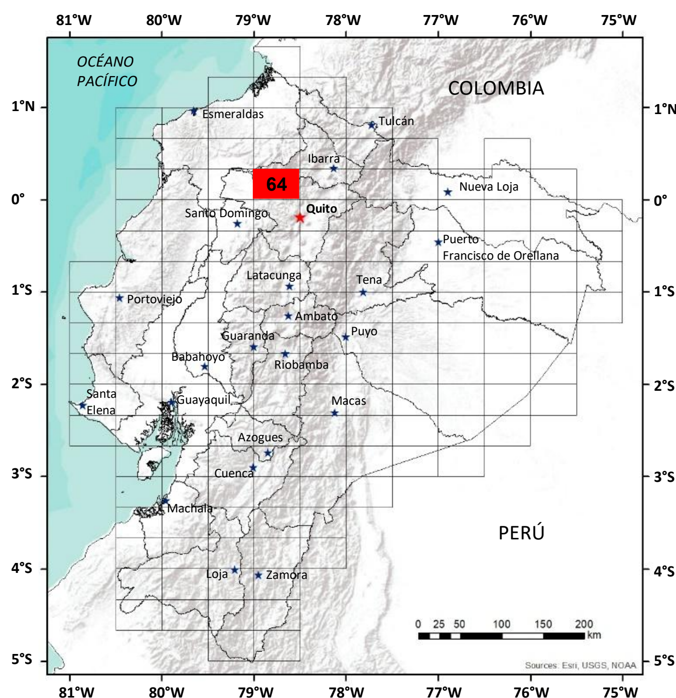
[6] R. SPIKINGS ET AL. (2015) "The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma)," Gondwana Research, vol. 27, no. 1, pp. 95–139, doi: 10.1016/J.GR.2014.06.004.

[7] R. A. SPIKINGS ET AL. (2019) "Latest Triassic to Early Cretaceous tectonics of the Northern Andes: Geochronology, geochemistry, isotopic tracing, and thermochronology," Andean Tectonics, pp. 173–208, Jan, doi: 10.1016/B978-0-12-816009-1.00009-5.

[8] B. KENNERLEY (1971) "Geology of Loja Province, Southern Ecuador".

[9] W. T. PRATT, J. FIGUEROA & B. FLORES (1997) "Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental- Reporte 01 - Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00'S".

[10] T. D. ULLRICH (2004) "Summary Report on 40Ar/39Ar Dating for MAP:GAC Activity EC-50 Ecuador, Samples DG- 56 and GA-019".



HOJA GEOLÓGICA-64
PACTO (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Pacto se encuentra situada en la parte norte de la Cordillera Occidental; la principal vía de penetración desde Quito une las poblaciones de Nanegal, Pacto al Norte, y Los Bancos, Puerto Quito al Sur. El otro acceso va desde Otavalo-Apuela-Selva Alegre. El drenaje se dirige al Océano Pacífico por el Río Guayllabamba y sus afluentes. El clima varía con la altura que va desde los 2600 m.s.n.m. a 600 m.s.n.m., yendo desde un clima templado de vegetación escasa hasta un cálido húmedo de grandes extensiones boscosas y selváticas.

GEOLOGÍA

Las rocas de esta Hoja son predominantemente sedimentarias y en parte volcánicas; su edad varía de cretácica a cuaternaria. La influencia de los Volcanes Pichincha y Pululahua se refleja en los rasgos geomorfológicos de la zona. El Batolito Apuela-Nanegal cubre una gran extensión.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): Anteriormente estas rocas fueron conocidas como Formación Diabásica-Porfirítica (Sauer, 1965). El término Formación Macuchi fue utilizado por primera vez en la Hoja de Machachi (66) y usado por Bristow y Hoffstetter (1977). En el carretero Calacalí-Infiernillo, existen buenos afloramientos a pesar de la intensa meteorización, notándose la presencia de lavas de composición media y sedimentos volcánicos gruesos intercalados. En el sector comprendido entre Gualea Cruz-Pacto-El Paraíso, se observan afloramientos de rocas de color verde con textura afanítica hasta finogranular. Tienen una apariencia masiva en parte y otras son bastantes foliadas con bandas de diferente coloración. En general las rocas están meteorizadas y fracturadas, se observan localmente vetas de serpentina (INECEL, 1977). En los caseríos de Meridiano y Palma Real, afloran rocas de color gris verdoso, texturas afaníticas y generalmente silíceas. Localmente se observan andesitas y brechas con un leve carácter foliado. La cercanía al Batolito Apuela-Nanegal ha producido su efecto en estas rocas, pudiéndose encontrar cornubianitas en la zona.

Los sedimentos Chontal (K_{MCh}) se encuentran ubicados en gran parte del Noroccidente de la Hoja y corresponden a la "Cayo de la Sierra" (Mapa Geológico 1:1000000), nombre que ahora no está usado. Las rocas principales son pizarras laminadas negras con alternancia con cuarcitas masivas y esquistos. Hacia el occidente encontramos argilitas negras y conglomerados poco metamorfizados, presumiendo que el grado de metamorfismo disminuye de Este a Oeste. Están considerados como metasedimentos volcánicos y parte de la Formación Macuchi.

Los metavolcánicos San José ($K_{M'}$) afloran solamente en la parte sur de la Hoja; en el Río San José consisten de rocas metamórficas verdes, compactas y foliadas. Localmente son masivas y en otros sectores de aspecto cataclástico. Son rocas volcánicas de la Formación Macuchi, metamorfizadas.

Las calizas Selva Alegre (z) se encuentran ubicadas en el contacto de la Formación Macuchi con el Batolito Apuela-Nanegal, que parece haber sido responsable de un intenso metamorfismo de contacto, y la presencia de "mármol" con turmalinas, granate y minerales de tipo 'skarn'. Predominan mármoles de color blanco, pero varias impurezas han dado cierto color a la roca. A pesar de no haber localizado fósiles, por su posición estratigráfica se asume que puede pertenecer a la parte superior de la Formación Macuchi.

Dentro de la Formación Macuchi se han podido delimitar varios diques y cuerpos ultrabásicos (piroxenitas), especialmente en la parte baja del Río Guayllabamba. Los diques se encuentran dentro de las andesitas y volcano-sedimentos, así también en los metasedimentos Chontal. En general todas las rocas de la Formación Macuchi tienen rumbo Noreste con un fuerte buzamiento al Este. Se calcula una potencia de más de 8000m.

Formación Silante (K_S) (Cretáceo Superior): Al Sureste de la Hoja aparece una franja ancha de la Formación Silante. Se encuentra limitada al Oeste por el Batolito de Apuela-Nanegal y la Formación Macuchi y al Este por la Formación Yunguilla. Existen buenos afloramientos principalmente en los Ríos Guayllabamba, Pamplona y cerca de Tandayapa. Litológicamente contiene una alternancia de grauvacas, areniscas, conglomerados volcánicos y lutitas rojas. Las grauvacas son de coloración variada de acuerdo con los minerales accesorios, yendo desde un color verde claro a gris y violeta. La característica principal de esta Formación son las capas rojizas de arcillas y limolitas que marcan el tope de la Formación, sobre la cual aparecen las capas de la Formación Yunguilla, presumiendo un contacto concordante en la zona. De acuerdo a datos de la Hoja de Nono, Savoyat y otros (1970) reportaron los foraminíferos del Cretáceo Superior en rocas que ahora son atribuidas a la Formación Silante. La potencia es superior a los 4000m.

Formación Yunguilla (K_7) (Cretáceo Superior (Maestrichtiano)): Se presenta como una franja de 4km de ancho limitada por la Formación Silante al Oeste y fallada contra la Formación Macuchi al Este, recubierta parcialmente por Cangagua y material laharítico. Buenos afloramientos se observan en los Ríos Guayllabamba y Blanco. En esta Hoja aparecen limolitas negras, calizas, areniscas, argilitas silicificadas y lavas, en estratos decimétricos. Las areniscas son de color gris originalmente y café cuando están alteradas. Las argilitas son negras y silicificadas, las lavas aparecen en forma intercalada (zona de Chespi). Basados en microfósiles, Faucher y otros (1971) dan a la Formación una edad maestrichtiana. Se calcula unos 2000m de potencia, tiene un rumbo N-NE y buzamientos normalmente al Este.

Volcánicos del Cotacachi (P_{Co}) (Pleistoceno): En la parte noroccidental de la Hoja encontramos material volcánico proveniente del Volcán Cotacachi. Presentan lavas andesíticas, piroclastos y material laharítico. En la zona, estos volcánicos tienen 600m de potencia.

Brecha Volcánica (br) (Pleistoceno): Aflora en el lado nororiental de la Hoja; aparece en los valles siendo la base de las terrazas del Río Íntag. Estas brechas poseen abundantes clastos de roca volcánica variada, de algunos metros de diámetro, cementados por arenas de grano grueso, recubiertas por piroclásticos que alcanzan 25m de potencia. Este material es mayormente producto del Volcán Cotacachi y puede ser relacionado con la última etapa de actividad glaciar en el área andina.

Formación San Tadeo (Q_{ST}) (Cuaternario): Cubre una extensa área formando grandes planicies fáciles de distinguir en las fotografías aéreas. Se ha determinado que esta Formación se depositó desde el Volcán Pichincha, en forma fluvial, laharítica y eólica. La base está compuesta de conglomerado volcánico desordenado que ha sido arrastrado a través de los valles hacia el Norte y Oeste, donde permitían las pendientes. Erupciones posteriores contribuyeron con tobas, piroclastos, arcilla volcánicas y arenas. La meteorización de las tobas y arcillas ha producido la caolinización la cual es típica de la Formación y a medida que se va profundizando hacia la base aumenta el tamaño de grano de la matriz y de los clastos del material conglomerático. Se ha depositado en forma discordante sobre las Formaciones antiguas; morfológicamente forma escarpas verticales mayores a los 150m. La unidad se presenta compacta, observándose estratificación horizontal y gradada; tiene una potencia de 500m.

Cangagua (Q_C) (Cuaternario): Se ha denominado de esta manera al material volcánico acumulado en las partes altas de la cordillera que recubre en forma discordante a las Formaciones antiguas, generalmente son residuos que han soportado la erosión. La Cangagua consiste en un depósito de toba, ceniza, lapilli de pómez de un espesor aproximado de 30m; predominan las cenizas de grano medio y color café amarillento.

Volcánicos del Pululahua (H_P) (Holoceno): Están constituidos por piroclastos y lavas holocénicas; los piroclastos son esencialmente aglomerados de grano medio a grueso y las lavas son masivas y de constitución intermedia. Actualmente constituyen canteras en explotación principalmente al lado oriental del Volcán Pululahua. Tiene una potencia alrededor de 500m; las cenizas jóvenes tienen una edad de 2300 años A.P.

Depósitos Laharíticos (lh) (Holoceno): Un lahar del Pululahua se localiza en el sector de Infiernillo, formando una extensa planicie inclinada hacia el Río Guayllabamba. Está constituido por una masa de material volcánico con características semejantes a tobas aglomeráticas y material glacial.

Terrazas (t) (Holoceno): Están ubicados a los costados de los Ríos Guayllabamba, Intag y Pachijal, litológicamente constituyen elementos de naturaleza volcánica moderna en una matriz areno-conglomerática fina. Los clastos son redondeados hasta subangulares y de variado tamaño, yendo desde decimétricos a métricos, mostrando lineamientos horizontales.

Depósitos Coluviales (c) (Holoceno?): Se presentan indistintamente en todas las Formaciones especialmente en los flancos de las montañas y grandes valles. La edad y potencia es variable, en parte están cubiertos por cenizas.

Depósitos Aluviales y Terrazas (Holoceno): Sobresalen los de la parte baja de los Río Guayllabamba y Blanco que tienen una extensión de hasta 300m. Litológicamente están constituidos por una mezcla de grava, arena y arcilla.

INTRUSIVOS

El Batolito Apuela-Nanegal: Aparece como un gran cuerpo que mantiene una dirección N-NE dentro de las demás Formaciones. Los afloramientos son buenos y los contactos claros: se encuentra intruyendo fundamentalmente a las rocas de la Formación Macuchi y en parte a la Silante, recubierta en la parte Sur por la Formación San Tadeo. Superficialmente se encuentra alterado, conteniendo una capa de material suelto, formando áreas bastante deslizables. Litológicamente varía de acuerdo al sector pudiéndose observar mayormente granodiorita y tonalita, con granito, cuarzodiorita y diorita, sin que se hayan delimitado los contactos por carecer de mayores datos. De acuerdo con observaciones en otros sectores, el batolito parece continuar hacia el Norte.

ESTRUCTURA

Las Formaciones mesozoicas mantienen una dirección entre Norte y Noreste. A causa del carácter cambiante de la foliación y estratificación, se pueden inferir pliegues sin que se hayan determinado sus ejes regionales. Los buzamientos son fuertes y generalmente al Este. La Formación Macuchi en general se presenta masiva, sin definir estructuras, sus contactos son buenos y el fracturamiento aumenta hacia el Oeste en la zona de Pacto. El diaclasamiento en los metasedimentos Chontal es mayor en las pizarras que en las cuarcitas.

Las rocas plio-cuaternarias presentan estratificación casi horizontal; debido a la suavidad del terreno es común observar grandes escarpas bastante alineadas por lo que sugieren fallas recientes. Entre las fallas mayores principales tenemos el sistema NE-SW del Río Blanco (San José de Niebli-Guadalupe) y la zona de Chespi, en el Sureste de la Hoja. Otras fallas de la misma dirección se encuentran al Sureste, y dentro, del Batolito Apuela; en la zona de Pacto en el centro de la Hoja; y también un sistema importante en el Noroeste (Río Guayllabamba-Río Mandariacu). Fallas con dirección NNW-SSE se encuentran al Noreste de Pacto. Por último, cabe anotar que el emplazamiento del batolito Apuela-Nanegal ha perturbado las rocas, principalmente a las encajantes de la Formación Macuchi.

HISTORIA GEOLÓGICA

El volcanismo se inició durante el Cretáceo en una cuenca marina elongada, que seguía la dirección actual de la Cordillera Occidental. Piroclásticos y lavas submarinas fueron extruidos (Formación Macuchi) con muchos sedimentos marinos intercalados. En el Cretáceo Superior, movimientos locales produjeron hundimientos rápidos en esta zona, mientras que las áreas al Sur y al Norte fueron levantadas, creando un medio propicio para la depositación de un espesor grande de sedimentos volcánicos en un ambiente deltaico-marino (Formación Silante). Las capas rojas de esta Formación se deben a la fuente de depositación que estaba sometida a fuertes procesos de oxidación. El hundimiento de la zona durante el Maestrichtiano recibió sedimentos volcánicos tipo flysch por medio de corrientes de turbidez (Formación Yunguilla). Posteriormente la intrusión del Batolito de Apuela-Nanegal afectó las rocas aledañas provocando la alteración consiguiente. En el Eoceno Superior, el área se plegó entre las direcciones N-S y NE-SW; el levantamiento de los Andes comenzó en esta época. En el Pleistoceno reinició el volcanismo, llegando a la zona material de los Volcanes Pichincha, Cotacachi y Pululahua y los deshielos produjeron la depositación de la Formación San Tadeo. En la misma época una capa de cenizas cubrió en forma discordante las Formaciones antiguas.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las rocas volcánicas son una buena fuente para los materiales de construcción, las lavas de la Formación Macuchi son destinadas para adoquines, lastre y molones. La Cangagua es un buen material para ladrillos, tejas y bloques. Las arenas de las terrazas y aluviales se utilizan para construcción. La Formación San Tadeo está caolinizada; se podrían contribuir a la industria de la cerámica. Las calizas tienen gran importancia por su cantidad y calidad pudiendo dividirlas en dos: las calizas de la Formación Yunguilla son usadas en la industria de la cal; pero la principal es la de Selva Alegra donde se extrae 'mármol' para elaboración de cemento. Se calculan las reservas en 175 millones de toneladas que serían suficientes para una producción de 2000 toneladas diarias de cemento para cien años (SNC Enterprises, 1973).

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International Vol. V. Fasc. 5a 2, Ecuador (2a Edición). Centre National de la Recherche Scientifique, París.

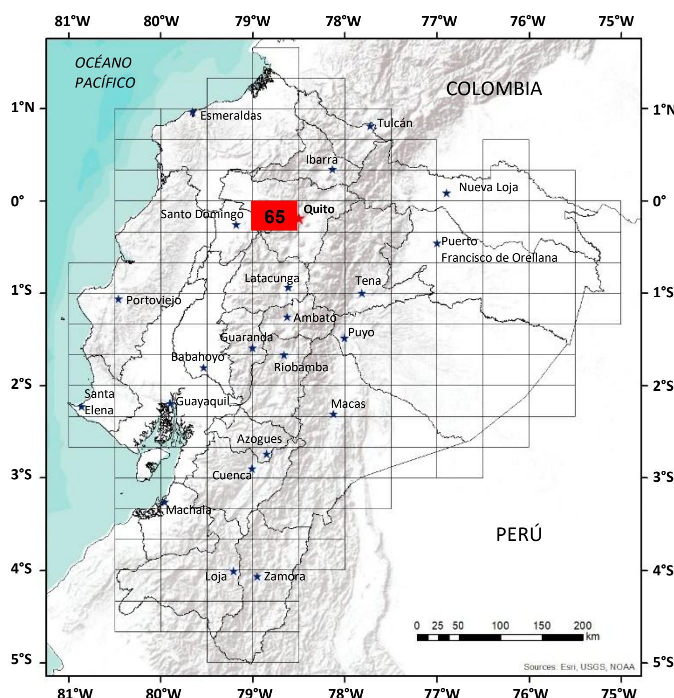
FAUCHER B., VERNET R., BIZON G., BIZON J., GREKOFF N., LYS M., SIGAL J. (1971) Formaciones Sedimentarias en el Ecuador. Un estudio estratigráfico y paleontológico. Bur. d'etudes ing. et de coop. del'Inst. Franc. du Petrole (BEICIP).

INECEL (1977) Proyecto Hidroeléctrico Guayllabamba, Estudios de Factibilidad. Tomo III, informe geológico.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Quito.

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. & GUEVARA G. (1970) Formaciones Sedimentarias de la Sierra, Tectónica Andina en el Ecuador. IFP y SNGM, Quito.

SNC Enterprises Ltd. (1973) Proyecto de Selva Alegre, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-65
QUITO (1980)

INTRODUCCIÓN

La mayor parte de la ciudad de Quito, capital de la República, y el volcán Pichincha están dentro de la Hoja de Quito que se encuentra en la cordillera Occidental. La altitud varía entre 700m (río Blanco) en el Oeste y 4794m (Cerro Guagua Pichincha) en el Este. El drenaje se dirige al Oeste y Noroeste hacia el Océano Pacífico, principalmente por los ríos Toachi, Saloya y Blanco. La vegetación varía según la altura.

GEOLOGÍA

Las rocas en esta Hoja tienen edades cretáceas y cuaternarias. Las rocas cretácicas son lavas y sedimentos volcánicos, y las rocas cuaternarias son lavas, piroclastos y material volcano-sedimentario. Depósitos de cangagua (ceniza) cubren la parte oriental de la Hoja sobre la topografía pre-existente.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): Anteriormente estas rocas fueron descritas como "Formación Diabásica-Porfirítica" (Sauer,1965). El término "Formación Macuchi" fue introducido en la Hoja Machachi (66) por primera vez, y usado por Bristow y Hoffstetter (1977). Las rocas de la formación son de dos tipos: lavas con brechas volcánicas y sedimentos marinos volcánicos. Las lavas son verdes y de grano fino; los fenocristales de piroxenos monoclínicos son raros. Dos análisis químicos de estas lavas dieron resultados de 48.3% y 51.7% de SiO_2 con $K_2O<0.06\%$, indicativos de basaltos muy pobres en potasio. Las brechas volcánicas están compuestas de fragmentos angulares de lava, muy similares a la lava que aflora cerca. Los tamaños de los fragmentos son muy variables.

Parece que las brechas son derivadas de una fuente cercana, porque no hay mucha variación en la litología de los fragmentos. Bien expuestas se ven estas rocas a lo largo de la carretera de la vía antigua Quito a Santo Domingo, pero están muy alteradas. Buenos afloramientos de lavas amigdaloides de almohada se encuentran al lado del río Toachi al Este de Alluriquín (78° 59' W, 0° 19' S). Análisis químicos de estas lavas dieron resultados entre 45.2% a 54.3% de SiO_2, indicando una variación entre basaltos (toleíta-olivínica) y andesita cuarcífera (Henderson,1979); tienen valores bastantes altos de Na_2O y están relacionadas con espilitas. Las lavas están aquí intercaladas con sedimentos volcánicos y volcaniclásticos, incluyendo tobas recristalizadas con microfósiles marinos. En la carretera Nono-Pucará (78° 33' W, 0° 02' S), se pueden ver areniscas volcánicas silíceas de color verde en capas decimétricas.

Los rumbos regionales son aproximadamente N-S. La potencia total de esta Formación no es conocida; pero los estratos buzan fuertemente y los afloramientos aparecen por más de 12km; de donde es probable que la potencia de la Formación en esta zona, sea mayor a 8000m. La edad de estas rocas no es exactamente conocida aún; en la Hoja de Quito no se conocen rocas más antiguas que la Formación Macuchi, aunque es posible que la intrusión básica de Saloya (ver esta descripción) represente una parte del basamento. Al Sur (Hoja de Machachi (66)) Faucher y otros (1971) informaron sobre un *Inoceramus peruanas* del Cretáceo Superior, y Sigal (1968) encontró foraminíferos del Senoniano en areniscas volcánicas. Se asume que, en esta Hoja, que la formación Macuchi está restringida al Cretáceo.

Formación Silante (K_S) (Cretáceo Superior): Conglomerados, areniscas y limolitas volcánicas de color verde y rojo están bien expuestas en el carretero antiguo Quito-Santo Domingo, al Oeste de El Sigsal. Sedimentos volcánicos verdes y rojos, con lavas intercaladas, están también bien expuestos en el carretero Nono-Tandayapa-Mindo. Previamente atribuidos a la Formación Cayo Rumi, estos volcanosedimentos son ahora conocidos como Formación Silante porque son diferentes a los de Cayo Rumi del perfil tipo, ubicado en el carretero Riobamba-Guaranda (Hoja de Chimborazo (69)). En los conglomerados de la Formación Silante, los clastos son predominantemente rocas volcánicas, similares a las de la Formación Macuchi, pero también se encuentran clastos cuarzosos y de rocas intrusivas; la matriz es clorítica y rica en hierro. Las areniscas volcánicas contienen fragmentos de plagioclasa zonada, cuarzo, anfíbol verde y rocas volcánicas. Las limolitas volcánicas son comúnmente de color rojo-violáceo. En el carretero Nono-Tandayapa, los estratos de la Formación buzan y son más jóvenes al Este. Conglomerados y capas rojas son más comunes al Oeste en la parte inferior; las areniscas verdes son más importantes en niveles superiores de la secuencia. Las lavas también se encuentran en la parte superior: son mesocráticas y holocristalinas con fenocristales de plagioclasa. La parte superior de la Formación es marcada por una limolita roja y pasa gradacionalmente hacia arriba dentro de las capas de la Formación Yunguilla; entonces el contacto entre las Formaciones Silante y Yunguilla es concordante en esta zona.

En esta zona Faucher y otros (1971) dieron una edad maestrichtiana para la Formación Yunguilla; Savoyat y otros (1970) también reportaron los foraminíferos del Maestrichtiano en rocas que ahora son atribuidas a la Formación Silante, en la carretera Alóag-Santo Domingo en la (Hoja de Machachi (66)). Parece que la Formación Silante está definitivamente sobre la Formación Macuchi. En la carretera Alóag-Santo Domingo, sedimentos de la Formación Macuchi tienen foraminíferos senonianos (Faucher y otros, 1971). Por eso se sugiere una edad senoniana y maestrichtiana para la Formación Silante. Aflora un espesor de 7000m de estos estratos en el flanco occidental del eje sinclinal al Oeste de El Sigal.

Formación Yunguilla (K_7) (Maastrichtiano y ¿Paleoceno): En la Hoja se encuentran rocas volcaniclásticas gruesas, limolitas volcánicas negras, areniscas volcánicas obscuras y verdes (algunas veces calcáreas) y lavas de esta Formación. El espesor de cada estrato va de acuerdo con el tamaño del grano. Las volcaniclastitas gruesas se encuentran en capas masivas de hasta 10m de ancho, las areniscas en capas métricas y las limolitas volcánicas en capas decimétricas. La gradación es común; parece que las capas fueron depositadas desde corrientes de turbidez en agua profunda. Basados en microfósiles, Faucher y otros (1971), reportaron una edad maestrichtiana y posiblemente paleocénica para la Formación. Cerca de 2500m de estratos afloran en la Hoja.

Volcánicos indiferenciados (Pv) (Pleistoceno): En el Noreste de la Hoja se encuentran rocas volcánicas indiferenciadas en pequeños afloramientos bajo una cobertura de ceniza (cangagua). Debido a su morfología se supone que estos volcánicos abarcan los restos del volcán pleistocénico erodado de Calacalí.

Volcano-sedimentos Machángara (P_M) (Pleistoceno): Han sido determinados en la carretera nueva Quito-Tumbaco. Es una secuencia de lavas, aglomerados, tobas y sedimentos mal clasificados. Una lava extensa, tipo andesita piroxénica porfirítica, masiva o laminada de color gris obscuro se ve en la cascada de la Quebrada Batán Grande. El espesor es superior a los 300m.

Volcánicos del Atacazo (P_A) (Pleistoceno) y del Pichincha (Q_P) (Cuaternario): Las litologías de ambos volcanes son similares; la única evidencia que se ha utilizado para poder distinguirlos es su morfología. Están constituidos de andesitas porfiríticas de color gris claro a obscuro, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. En el Pichincha es posible distinguir una fase joven de material piroclástico, constituido de aglomerado volcánico con un cemento no muy consolidado y clastos angulosos andesíticos. El Guagua Pichincha ha tenido volcanismo histórico, las rocas de las últimas erupciones son dacíticas; tiene una gran caldera, todavía con actividad fumarólica (Hall, 1977). Debido a la variación de su edad, desde el Pleistoceno hasta el Holoceno, a los volcánicos del Pichincha se les asigna una edad cuaternaria en general.

Depósitos glaciales (dg) (Pleistoceno): Se distinguen varios depósitos glaciares sobre los 3800m de altura en los flancos del Pichincha, donde rellenan los valles en U.

Formación San Tadeo (Q_{ST}) (Cuaternario): Localizada en una zona extensa al NW de la Hoja, tiene una morfología plana, levemente inclinada hacia el Oeste. Se halla constituida en su parte superior por arcillas de color blanquecino (caolín) meteorizadas con óxido de hierro; hacia la base existe un cambio gradacional, se aumenta el tamaño de grano al material conglomerático; la matriz es deleznable y los clastos de los conglomerados llegan hasta los 60cm de diámetro; son redondeados y de origen ígneo y sedimentos volcánicos. Las rocas de la Formación San Tadeo descansan discordantes sobre las formaciones Macuchi y Silante y sobre los volcánicos del Pichincha. Su espesor fluctúa entre los 200 y 300m; el depósito puede tener un origen laharítico en parte.

Cangagua (Q_C) (Cuaternario): El término Cangagua es utilizado de dos maneras: para representar la litología de un tipo especial de ceniza que es deleznable y de color claro habano a obscuro, y para representar a la Formación Cangagua, que cubre la parte oriental de la Hoja con espesores mayores a 50m. En este sector se halla intercalado por dos capas de 60cm y 25cm de lapilli de pómez blanca. La Cangagua cubre el sustrato volcánico y ciertos depósitos superficiales antiguos, principalmente las faldas orientales del Pichincha. Su edad va del Pleistoceno hasta el Holoceno.

Depósito lagunar de ceniza (Q_L) (Cuaternario): Capas horizontales y bien estratificadas de ceniza cubren la parte suroriental de la Hoja, con una morfología plana. En el camino a Chillogallo (78° 32’ W, 0° 15’ S) se dató por carbón 14 un trozo de madera sacado de estos depósitos, con 6466 ± 55 años (Holoceno). Su espesor aproximado es de 100m.

Depósitos coluviales (c) (Cuaternario): Son principalmente depósitos superficiales de esta Hoja, ya que cubren grandes extensiones, como la de la Hacienda San José (78° 36’ W, 0° 14’ S) que tiene 12 km^2 de superficie, los numerosos que se hallan en las faldas del Pichincha y los del área occidental

Depósitos aluviales (Cuaternario): Se destacan los de los ríos Mindo, Cinto y Blanco que se hallan relacionados con el drenaje actual, formado por material conglomerático con clastos de origen volcánico.

INTRUSIVOS

"Gabro" (Complejo de Saloya): En la carretera vieja Quito-Santo Domingo afloran rocas básicas y ultrabásicas que incluye: gabronorita, anortosita, werhlita, dunita y gabronorita olivínica. En algunos lugares existe estratificación formada por una variación en las proporciones de los minerales félsicos y máficos, y de diferentes minerales máficos. El espesor del bandeamiento tiene variaciones centimétricas a métricas. Estos rasgos indican que el cuerpo es un intrusivo básico bandeado, en el que las rocas más típicas de la base (por ejemplo, dunita, serpentinita) afloran hacia el Oeste. Cerca del contacto occidental las rocas olivínicas son serpentinizadas y hay afloramientos grandes de una serpentinita masiva y negra. Existen lugares donde la serpentinita esta alterada a talco. Los contactos del cuerpo son fallados y no parece que el tamaño del grano disminuya aproximándose a los contactos. Las rocas encajantes son alteradas, pero esta alteración no parece de metamorfismo de contacto, tienen más bien características de alteración debido a fallas y fracturas, con crecimiento de minerales serpentiníticos y cloríticos, y el reemplazamiento por cuarzo. Un análisis químico dio 51.23% de SiO_2, indicativo de que en este punto la roca es de composición básica. El complejo de Saloya ha sido atribuido a parte de un conjunto ofiolítico (Juteau y otros, 1977)

Cuarzo-Diorita: Un intrusivo ácido aflora en la carretera antigua Quito-Santo Domingo al Este de El Sigsal, igual a las típicas cuarzo-dioritas de la Cordillera Occidental (Lyons, 1976). Afuera del límite oriental el grano es grueso. La roca es blanca, pero incluye granos de hornblenda. El contacto occidental está fallado; justo en el contacto el tamaño del grano es grueso y no hay metamorfismo de contacto de los sedimentos de la Formación Silante.

ESTRUCTURA

El área de la Hoja está afectada por muchas fallas. Las estructuras más importantes son: una zona de fallas alineadas N-S, al Oeste de los volcanes Atacazo y Guagua Pichincha; al Este, un lineamiento similar marca el límite oriental del Complejo Básico de Saloya; al Oeste, hay otras fallas grandes con rumbos N-S, NE-SW y NW-SE y es posible que la falla de Mindo (NE-SW) tuviese un movimiento más joven que la falla del río Saloya (N-S), la cual quizás es la continuación del fallamiento grande del río Toachi (Hoja de Latacunga (67)). Al lado oriental de la Hoja hay una zona de fallas cubiertas por depósitos cuaternarios (Hall,1978); la mayoría tiene un rumbo NNE, hundidas al Este y probablemente han controlado la Formación del lado occidental del Valle Interandino al Este de Quito; es posible que hoy en día, algunas de estas fallas sean débilmente activas e inestables, debido a lo cual existe una ligera posibilidad de riesgos civiles en la zona. En el Noreste, el desplazamiento a lo largo de la falla al Oeste de Nono debe tener una magnitud de kilómetros.

En la Formación Silante un gran eje sinclinal, de rumbo N-S, es la continuación del que se observa en la carretera Alóag-Santo Domingo (Hoja de Machachi (66)), con bisagra en forma de V y flancos rectos, que indican que la deformación era frágil. Al Oeste de Nono la Formación Yunguilla está muy plegada. La diferencia de la estructura en las dos Formaciones se atribuye a la desigualdad en competencia.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Cretácico el volcanismo rellenó con piroclastos y lavas submarinas (Fm. Macuchi), una cuenca marina elongada, que seguía la dirección presente en la Cordillera Occidental. En el Cretácico superior movimientos locales causaron subsidencia rápida en esta área, mientras que las áreas al Sur y al Norte fueron levantadas, resultado de lo cual se depositó un espesor grande de sedimentos de origen volcánico en un ambiente deltaico marino (Fm. Silante). En el Maestrichtiano el área se hundió y sedimentos como flysch (Fm. Yunguilla) fueron depositados por corrientes de turbidez. Cuerpos de cuarzo-diorita cristalizaron bajo la superficie. En el Eoceno Superior, el área fue plegada y fallada; el levantamiento de los andes empezó en esta época. Es posible que el Complejo básico y ultrabásico de Saloya fuese emplazado tectónicamente en este tiempo. El volcanismo y fallamiento reiniciaron su actividad en el Cuaternario (o posiblemente en el Plioceno?) y continuaron hasta el presente.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Anteriormente hubo interés en el Complejo de Saloya desde el punto de vista de su contenido de Níquel (Sauer, 1965). Los materiales de construcción ocupan el primer lugar entre las rocas de interés económico de la zona. Muchos son los lugares en los cuales se observa explotación de canteras en lavas andesíticas, localizadas en las faldas del Pichincha, de las cuales se extrae material destinado a la fabricación de adoquines, lastres y molones. La Cangagua es un material utilizado para la fabricación de ladrillos y tejas. Localizada entre la Cangagua, existen capas de piedra pómez, con espesores menores a 1m hasta mayores de 2m, las mismas que se hallan disgregadas en elementos de 2-5cm y que son utilizadas para la fabricación de bloques.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International, Vol. V, Fase 5a2 Ecuador (2da Edición). Centre National de la Recherche Scientifique París.

FAUCHER B. y otros (1971) Formaciones sedimentarias en el Ecuador. Un estudio estratigráfico y paleontológico. Bur. D'etudes ind. et de coop. de l'Inst. Franc. du Petrole (BEICIP)

HALL M. L. (1977) El Volcanismo en el Ecuador, IPGH, Quito

HALL M. L. & RAMON P. (1978) Estudio microsísmico del Valle Interandino entre Latacunga y Guayllabamba.

HENDERSON W. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. JL. Geol. Soc. Lond. Vol. 136, part 3.

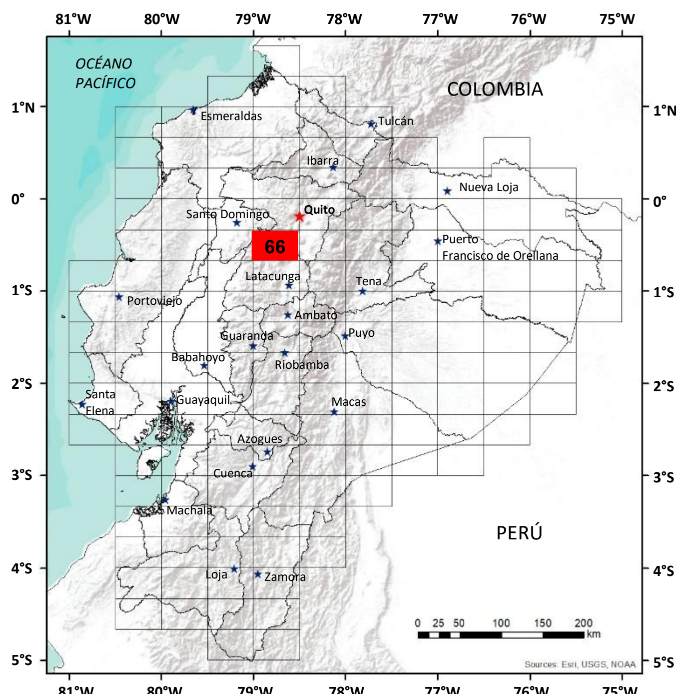
JUTEAU T. y otros (1977) Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien: nature pétrographique et position structurale. Bul. Soc. Géol. France. (7). 1. KIX N°5

LYONS P. C. (1976) IUGS Classification of Granitic Rocks. A Critique Geology 4.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, Datos anteriores y nuevos IFP y SNGM, Quito.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Quito

SAVOYAT E. y otros (1970) Formaciones sedimentarias de la Sierra Tectónica Andina en el Ecuador. IFP y SNGM, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-66
MACHACHI (1978)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Machachi incluye parte del Valle Interandino y parte de la Cordillera Occidental. La topografía del Valle Interandino es suave, desde la parte central relativamente plana, el terreno se levanta hacia los volcanes extintos Pasochoa y Rumiñahui al Este, Atacazo, Corazón e Illiniza al Oeste. La Cordillera Occidental desciende rápidamente hacia el Oeste, donde se forman valles profundos y con tupida vegetación. La lluvia es fuerte desde diciembre hasta mayo. La carretera Panamericana corre a través de la mitad Este de la Hoja, desde el Norte hasta el Sur, y se una con la carretera principal que viene desde Santo Domingo hasta Alóag. Grandes áreas en la mitad Oeste de la Hoja (por ejemplo, Almas Santas (385, 393) y Cerro Verde (445, 435) no tienen caminos.

GEOLOGÍA

Las rocas de la Hoja Machachi son volcánicas. Volcanes pleistocénicos extinguidos descansan sobre las Formaciones cretácicas Macuchi y Silante, que están plegadas.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): Estas rocas fueron descritas por Wolf (1892). El término "Formación Macuchi" es utilizado por primera vez en esta Hoja, y usado por Bristow y Hoffstetter (1977). La Formación comprende rocas volcanoclásticas variadas (Fisher, 1966) y lavas. En el carretero Alóag-Santo Domingo, los afloramientos al Este de Río Baboso (436-566), consisten de volcanoclásticos de grano grueso y lavas.

Las lavas son típicamente gris-verdosas, mesocráticas y holocristalinas. Los fenocristales de plagioclasa y piroxeno pueden constituir sobre el 50% de la roca. Amigdaloides cloríticos subangulares pueden existir. Dos análisis químicos de dentro de su extensión (Pichler y otros, 1974) mostraron lavas cuarzo-andesíticas. Los volcanoclásticos de grano grueso están constituidos por fragmentos volcánicos angulares, con mal sorteo y hasta 1½ m de diámetro en una matriz clorítica y silícea. Las capas son masivas y la estratificación difícil de encontrar. Entre Río Blanco y el Río Toachi hay algunas lavas mesocráticas y volcanoclásticas de grano grueso, pero la litología dominante es areniscas y limolitas volcánicas. Estos sedimentos están bien consolidados, silíceos y gris-verdosos en estratos laminares normalmente menores que 1m de espesor. La estratificación cruzada es rara, pero la gradación es común. Estas rocas consisten de granos angulares de cuarzo, clinopiroxeno, plagioclasa y lava en proporciones variadas, dentro de la matriz silícea y clorítica. Estos sedimentos fueron descritos como Cayo de la Sierra (SNGM y BEICIP, 1969). Sin embargo, no hay evidencia suficiente para tomarlos como un estado litoestratigráfico separado; el término no es usado en este mapa geológico. Las capas no parecen extenderse lateralmente y en la Hoja 47 (Valencia) están intercaladas con lavas. Son diferentes en muchos aspectos (por ejemplo, composición y estratificación) de la Formación Cayo de la Costa. En el carretero Alóag-Santo Domingo, al Oeste de la Unión del Toachi (Hoja 65, Quito) los basaltos de almohada son comunes y están asociados con conglomerados volcánicos que contienen fragmentos basálticos petrográficamente similares a las lavas de las cercanías. Los rumbos regionales son aproximadamente N-S y es probable que las litologías arriba descritas se extiendan por pequeñas distancias al Norte y Sur de sus afloramientos en la carretera Alóag-Santo Domingo. El acceso difícil fuera de esta vía, la probable falta de continuidad lateral de las rocas, y la falta de características de estratificación fotogeológicamente distinguibles, no han permitido una diferenciación de las variaciones litológicas de la Formación Macuchi en el mapa.

La Formación Macuchi parece estar sobrepuesta concordantemente por la Formación Silante, pero en el carretero Alóag-Santo Domingo el contacto está fallado. La base de la Formación Macuchi no existe en la Hoja y unidades de roca más antiguas no han sido encontradas bajo ella. Más de 3500m de sedimentos volcánicos están expuestos entre Río Blanco y la Quebrada Cubi (387-618). Si las lavas y las volcanoclásticas de grano grueso al Este de Río Blanco, buzan igual que los sedimentos cercanos, el espesor total aumenta por sobre los 8000m. De hecho, el espesor total podría ser mayor tomando en cuenta la considerable extensión de la Formación. Faucher y otros (1971) reportaron un Inoceramus del Cretáceo Superior y Sigal (1968) reportó foraminíferos del Senoniano encontrados en areniscas volcánicas entre Río Blanco y Quebrada Cubi. Se asume que, en esta Hoja, la Formación está restringida al Cretáceo.

Formación Silante (K_S) (Cretáceo Superior): Conglomerados volcánicos verdes y rojos, areniscas y limolitas están bien expuestas en el carretero Alóag-Santo Domingo. Previamente llamados Formación Cayo Rumi (Mapa Geológico, 1969), estos sedimentos son aquí rebautizados como Formación Silante porque son diferentes a los de la Cayo Rumi del área tipo, en el carretero Riobamba-Guaranda. En el conglomerado los clastos son predominantemente de rocas volcánicas, similares a los de la Formación Macuchi, pero también se han encontrado clastos cuarzosos e intrusivos. La matriz es clorítica y rica en hierro. Las areniscas volcánicas contienen fragmentos de plagioclasa zonada, cuarzo, anfíbol verde y roca volcánica. Las limolitas volcánicas son comúnmente de color rojo-violáceo. Las capas son laminares y generalmente sin estratificación cruzada. Se ha informado sobre foraminíferos del Maestrichtiano en esta Formación (Savoyat y otros, 1970, p.45). En el carretero Nono-Tandayapi, la Formación Silante pasa gradacionalmente hacia arriba dentro de la Formación Yunguilla (Hoja 65NE, Nono), la cual ha sido datada como Maestrichtiano (Faucher y otros, 1971). Para esta Formación se sugiere una edad senoniana y maestrichtiana. Tiene una potencia de por lo menos 4000m.

Volcánicos del Atacazo, Corazón e Illiniza (P_A) (Pleistoceno): Estas rocas están expuestas únicamente en las partes más altas de los tres volcanes principales y en un cono parásito de Illiniza (Chaupi (638-283)), las pendientes más bajas están cubiertas por Cangagua. Aunque cubierto, el límite de estos volcánicos está marcado por un cambio en la pendiente, el cual se muestra en el mapa con un símbolo para un contacto cubierto. Los volcanes están formados principalmente de flujos de lava andesítica. Los dos picos del Illiniza (545-270 y 540-285) parecen ser remanentes de un gran cráter, subsecuentemente destruido en gran escala, probablemente por actividad glaciar. Los otros volcanes tienen cráteres abiertos en sus lados occidentales. Petrográficamente las andesitas son marcadamente similares a través de todos estos focos; son melanocráticas y mesocráticas, con fenocristales grandes de piroxeno monoclínico y ortorrómbico y de plagioclasa zonada, dentro de una matriz usualmente obscura de grano fino y vidriosa.

Volcánicos del Rumiñahui (P_U) (Pleistoceno): Las partes más altas del Rumiñahui (778-361) están compuestas de rocas muy diferentes de los volcanes Atacazo e Illiniza al Oeste; existen mayormente tobas de material andesítico cortadas por diques andesíticos. Las pendientes más bajas del Rumiñahui y las faldas occidentales del Pasochoa que se encuentran al Norte, están cubiertas por Cangagua.

Sedimentos Volcánicos de Naranjal (P_N) (Pleistoceno): Estos depósitos se encuentran en el Sur de la Hoja a lo largo del Norte del Río Jatuncama (Hoja de Latacunga (67)). Consisten en capas bien estratificadas de aglomerados volcánicos y tobas, de composición andesítica a dacítica. El material tobáceo presenta diversa coloración blanca, amarilla y rosada, esta última indicativa de que ciertos estratos fueron depositados como flujos violentos de material piroclástico caliente. En la parte superior de la secuencia afloran capas blancas de ceniza y pómez, muy parecidas a los depósitos del Volcán Quilotoa (Hoja de Latacunga (67)), aunque son mucho más consolidados. Al Este las capas yacen casi horizontalmente formando extensas planicies que bajan ligeramente al Oeste. Cerca del Río Toachi (375-270) se ven evidencias de mucho fallamiento y el buzamiento de los estratos varía de horizontal hasta 30° al NE. Los depósitos tienen una potencia superior a los 250m y son probablemente derivados del Volcán Illiniza, aunque existe la posibilidad de que estén relacionados al volcán erodado de Almas Santas, al Norte.

Volcánicos de Almas Santas (P_{AS}) (Pleistoceno): La zona alta, alrededor de Almas Santas (385-393), tiene un drenaje distintivo radial y parece ser un estrato volcán moderadamente erodado compuesto de volcánicos indiferenciados. Cerca de la parte más alta, hay dos estructuras parecidas a domos. Las pendientes más bajas al Norte y Sur parecen ser de material laharítico.

Conglomerados de Zarapullo (P_{ZA}) (Pleistoceno): Un depósito superficial y extenso constituido de guijarros y cantos rodados pobremente estratificados, en una matriz areno-limosa, llena muchos sectores del área entre los ríos Zarapullo y Toachi, al Norte de Almas Santas. El depósito tiene una superficie plana y un espesor entre 200 y 300m. Parece estar asociado con el centro volcánico de Almas Santas desde los flancos del cual probablemente habrían sido transportadas las inmensas cantidades de material conglomerático hacia abajo, siguiendo los cursos de drenaje. Los ríos Toachi y Zarapullo han erosionado actualmente los conglomerados superficiales, llegando a la Formación Macuchi que yace debajo.

Depósitos Glaciares (dg) (Pleistoceno): El Illiniza Sur es el único pico en la Hoja con una capa de hielo permanente. Sin embargo, en las etapas de glaciación pleistocénica la capa de hielo fue más extensa, como lo indican los circos glaciales y los valles en "U" alrededor de las montañas. Tilitas, que tienen fragmentos de varios tamaños de andesita con diferentes colores y texturas, en una matriz de polvo de roca, ocurren en la vecindad de las montañas.

Depósitos Fluvio-Glaciares (gu) (Pleistoceno): Depósitos fluvio-glaciales de cantos rodados y guijarros andesíticos con bandas ocasionales de material arenáceo estratificado horizontalmente se presentan en el valle entre el Rumiñahui y el Pasochoa.

Cangagua (Q_C) (Cuaternario): La Cangagua es un depósito piroclástico cuaternario, de varios metros de espesor que cubre en forma de mantos la topografía pre-existente. Se presenta en toda la Hoja, pero es más gruesa sobre los valles. Consiste principalmente de ceniza compacta café-obscura, pero hay bandas finas de lapilli de pómez. Este lapilli incremente su tamaño de grano al SSE, el Cotopaxi fue probablemente la fuente. Al Oeste del Illiniza y al Sur de Almas Santas, se presentan depósitos piroclásticos poco consolidados de hasta 60m de espesor con lapilli de pómez en su parte superior. Puede haberse originado en el Illiniza y Almas Santas, así como en el Cotopaxi.

Depósitos de ceniza lacustre (Q_L) (Cuaternario): El valle de Machachi fue ocupado por un lago en el que se depositó ceniza acarreada por el viento. Esta ceniza lacustre es café-obscura, de grano fino y ocasionalmente contiene fragmentos de pómez. Parte de otro depósito lacustre existe en la esquina Noreste de la Hoja. Se extiende hacia el Norte hacia las cercanías de Quito (Hoja 65SE).

Depósitos coluviales (c) (Cuaternario): Los depósitos coluviales prominentes con superficies planas, a lo largo de los ríos Naranjal y Corazón, posiblemente se originaron en una forma similar a los conglomerados de Zarapullo. Las fuentes volcánicas fueron los volcanes Atacazo y Corazón.

Depósitos aluviales (Holoceno): Franjas estrechas de sedimentos aluviales ocurren a lo largo de la mayoría de los ríos en la Hoja, pero pueden ser mapeados únicamente en los ríos San Pedro, Pilatón, Toachi, Zarapullo y Las Juntas. Existen pequeñas terrazas cerca al Sur del Río Toachi (315-360).

INTRUSIVOS

Pequeños cuerpos sin foliación de cuarzo-diorita de hornblenda han sido intruidos dentro de las Formaciones Silante y Macuchi. Son probablemente de edad terciaria.

ESTRUCTURA

En las Formaciones Macuchi y Silante se encontró estratificación con buzamientos fuertes. El eje axial de un sinclinal grande yace dentro del afloramiento de la Formación Silante. La bisagra de este pliegue parece ser en forma de V, sugiriendo deformación quebradiza. Son raros los pliegues pequeños; en el carretero Alóag-Santo Domingo (397-617) se ve un pequeño anticlinal. La estratificación en las Formaciones Silante y Macuchi raramente está volcada, entre las quebradas Cubi (387-618) y Chaquiscahuayco (579-504), a parte de las pequeñas variaciones, la dirección es hacia el Este. Algunos de los sedimentos volcánicos en el carretero Alóag-Santo Domingo, entre Río Mapa (342-630) y el Río Toachi, son esquistosos con metamorfismo dentro del grado de esquistos verdes. La Formación Silante no está metamorfizada.

Los picos principales de Atacazo (652-609), Corazón (607-416) e Illiniza (545-270) yacen sobre una línea con dirección N19°E. Esta línea probablemente marca una falla principal hoy cubierta por los volcanes. En el Sur de la Hoja ocurren tres fallas entre el Illiniza y Corazón con rumbo N40°E. Al lado oriental de la Hoja existe una zona de fallas grandes, la mayoría cubiertas por depósitos cuaternarios (Hall y Ramon, 1978): parece que por lo menos dos de ellas también tienen rumbo N19°E, aunque hay otras, o ramales, con dirección N-S, NE-SW y NW-SE. Esta zona de fallamiento ha controlado la Formación del Valle Interandino en este sector; las fallas probablemente son normales, la mayoría con hundimiento al Este. Es posible que hoy en día algunas de ellas sean activas e inestables, causando daños en el área. En el Suroeste de la Hoja se ven dos fallas importantes que siguen al Sur en el valle del Río Toachi (Hoja de Latacunga (67)), donde hay evidencia de fuerte fallamiento reciente; al Norte estas fallas desaparecen abajo del centro volcánico de Almas Santas.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Cretáceo, el volcanismo se inició en una cuenca marina elongada cuyo eje axial siguió la dirección actual de la Cordillera Occidental. Piroclásticos submarinos y lavas de composición andesítica y basáltica fueron extruidos para formar estratovolcanes, que a veces se levantaron sobre el nivel del mar. Los piroclásticos fueron redistribuidos por frecuentes flujos de turbidez, estos pueden haber incorporado material epiclástico y pelágico. La erosión principalmente de los vecinos terrenos volcánicos emergidos proveyeron sedimentos volcánicos, que fueron probablemente depositados en una cuenca rápida subsidente deltaica y sublitoral. Los cuerpos magmáticos cristalizaron a profundidad para formar las intrusiones cuarzo-dioríticas.

En el Eoceno Superior, la actividad ígnea se detuvo y el área fue plegada con ejes axiales ásperos N-S. El levantamiento de los Andes y el fallamiento empezaron en esta época. El volcanismo y fallamiento reaparecieron en el Pleistoceno, produciendo los estrato-volcanes en el flanco occidental del Valle de Machachi y el graben del Valle Interandino con sus volcanes menores.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Pirita, calcopirita, esfalerita, galena, tetraedrita, bornita, covelina y baritina ocurren en la mina La Plata (293-573) (Bamba, 1964), la cual ha sido reabierta recientemente. La mineralización ocurre en sedimentos volcánicos y lavas de la Formación Macuchi alterados hidrotermalmente. No está obviamente relacionado a una intrusión ígnea y puede ser del tipo Kuroko conocido en Japón. La pirita es común en la Formación Macuchi, pero el muestreo geoquímico limitado de los sedimentos fluviales realizado por R. P. Randel y A. Zúñiga no produjo anomalías de Cu, Pb, Zn. Las capas de pómez disgregadas son excavadas en Tiopullo (689-269) y usados como agregado para bloques de cemento; agua mineral se produce en la fábrica Güitig en Tesalia (742-442).

REFERENCIAS

BAMBA (1964) Los yacimientos en la Mina La Plata. Informe no publicado. Dir. Gen. Geol. Minas, Quito.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International Vol. V., Fasc. 5a 2 Ecuador (2a Edición). Centre National de la Recherche Scientifique, París.

FAUCHER B., VERNET R., BIZON G., BIZON J., GREKOFF N., LYS M. & SIGAL J. (1971) Formaciones Sedimentarias en el Ecuador. Un estudio estratigráfico y paleontológico. Bur d'études ind et de coop de l'Inst. Franc. du Petrole (BEICIP).

FISHER R. V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth-Sci. Rev. 1 pp. 287-298.

HALL M. L. & RAMON P. (1978) Estudio Microsísmico del Valle Interandino entre Latacunga y Guayllabamba, Quito.

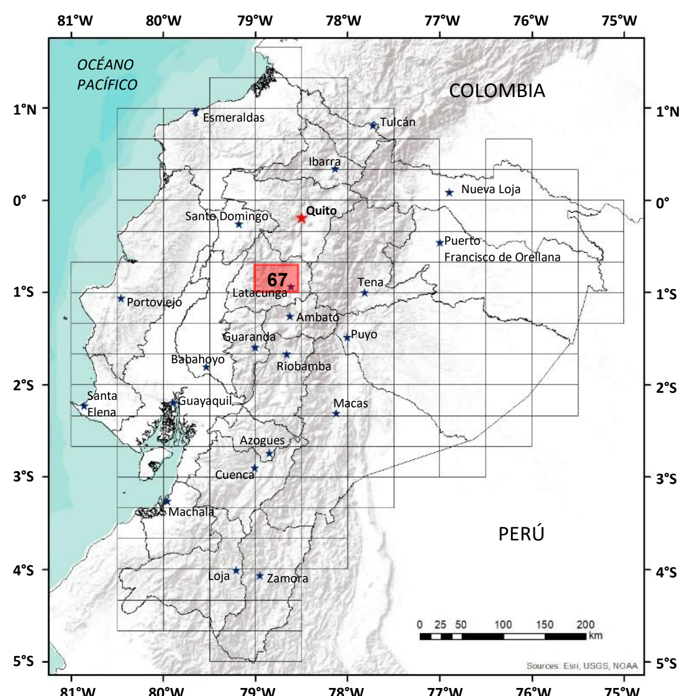
SNGM y BEICIP (1969) MAPA GEOLÓGICO DE LA REPÚBLICA DEL ECUADOR. Quito.

PICHLER H., STIBANE F. R. y WEYL R. (1974) Basic igneous rocks and their bearing to crustal evolution in Central America, Colombia and Ecuador. N. Jb. Geol. Paleont. Mh, pp. 102-126.

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. & GUEVARA G. (1970) Formaciones Sedimentarias de la Sierra. Tectónica Andina en el Ecuador. IFP y SNGM, Quito.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontología del Ecuador. Datos anteriores y nuevos. IFP y SNGM. Quito.

WOLF T. (1892) Geografía y Geología del Ecuador. Casa de la Cultura Ecuatoriana, Quito-1975.



HOJA GEOLÓGICA-67
LATACUNGA (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Latacunga se encuentra ubicada en la Sierra Central del Ecuador, las Cordilleras Occidental y Real de los Andes atraviesan de Norte a Sur, alcanzando cotas superiores a 4000m. El drenaje se divide en dos direcciones: una oriental formada por el Río Cutuchi que se dirige al Océano Atlántico y un drenaje occidental hacia el Océano Pacífico. La temporada lluviosa se extiende de noviembre a abril. Existen carreteras de primer orden, la Panamericana que corre de Norte a Sur y se une con la carretera que va hacia el Occidente hasta Quevedo; existen además gran cantidad de carreteras de segundo orden que unen diferentes poblaciones y caseríos. La población se concentra principalmente en el Valle Interandino en Latacunga, Pujilí, Saquisilí y Mulaló.

GEOLOGÍA

Las rocas de la Hoja son principalmente volcánicas, que han sido datadas desde el Cretáceo, representado por la Formación Macuchi, hasta los volcánicos cuaternarios.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): El término Formación Macuchi fue utilizado por primera vez en la Hoja de Machachi (66) y usado por Bristow y Hoffstetter (1977) para rocas anteriormente descritas como Formación Diabásica-Porfirítica (Sauer, 1965) o como Piñón (Mapa Geológico del Ecuador 1:1000000, 1969).

Las rocas aflorantes son andesitas de color verde a gris verdosas, andesitas basálticas y basaltos. A veces se presentan con estructura porfirítica, los fenocristales de plagioclasa y piroxeno monoclínico pueden constituir hasta el 30% de la roca. Amigdaloides cloríticos y calcedónicos, subesféricos a subangulares, se presentan con poca frecuencia (Henderson, 1979). Las rocas volcaniclásticas comprenden areniscas lutitas y limolitas volcánicas silíceas, su coloración varía de color negro a gris verdoso, se hallan estratificadas y frecuentemente gradadas. Las areniscas volcánicas están formadas de granos angulares de cuarzo, plagioclasa y lava cloritizada. Otra variedad de los volcanoclásticos está constituida de una matriz silícea, color verdoso, con clastos angulares hasta 1m de diámetro de andesitas porfiríticas y otras variedades de lavas. Se presentan mantos en forma masiva y mal clasificados.

La Caliza Unacota (z) posiblemente se encuentra en la parte superior de la Formación Macuchi. Está constituida por calizas masivas, color blanco grisáceo y contiene foraminíferos grandes pertenecientes a los Discociclinidae (Paleoceno-Eoceno), Sphacrogypsina (Eoceno-Reciente). Amphistegina (Cretáceo Superior-Eoceno) y algas calcáreas (Whittaker y Hodgkinson, 1976).

La parte superior se observa también a 5km al Este de Pilaló, donde la Formación Yunguilla está sobre los volcánicos de la Formación Macuchi sin mayor discordancia. La base no se ha localizado, ni rocas más antiguas afloran en el área su espesor estimado es superior a 4000m. La mayoría de la Formación Macuchi es de edad cretácica; la parte superior, especialmente la Caliza Unacota, puede ser Eoceno, por su fauna existente.

Formación Yunguilla (K_7) (Maestrichtiano-Paleoceno?): Estos sedimentos, de una facies de flysch, se encuentran formando una faja de dirección norte-sur y en la parte suroccidental de la Hoja. El contacto con la Formación Macuchi puede ser interdigitado. Su constitución litológica es una alternancia de lutitas, limolitas, grauvacas y sedimentos volcanoclásticos finos. Las lutitas y limolitas se presentan en capas delgadas de color gris y se hallan silicificadas y alternando con la grauvaca y arenisca fina tobácea. En la parte superior de la Formación afloran conglomerados y areniscas gruesas que son denominados como el **Miembro Cayo Rumi:** son semejantes a las rocas del área tipo de Cayo Rumi, en la carretera Riobamba Guaranda (Hoja Chimborazo (69)). En el carretero Zumbagua-Apagua-Pilaló se observa hacia arriba un cambio gradual a la facies del Miembro Cayo Rumi; en esta parte superior de la Formación, predominan los conglomerados y areniscas gruesas formados de fragmentos de 2 a 5cm de diámetro, de cuarzo blanco, originado de rocas metamórficas o de vetas, con fragmentos de lavas, volcanoclásticos y sedimentos finos. En el contacto transicional hay intercalaciones de lutitas y areniscas finas entre capas gruesas (métricas a decimétricas) de conglomerados. No se ha localizado fauna; dataciones hechas por el IFP (Savoyat y otros, 1970) determinan a la Formación Yunguilla, fuera de la Hoja, una edad maestrichtiana. Su potencia está alrededor de 3000m o más; el Miembro Cayo Rumi tiene un espesor superior de más de 1000m y puede ser de edad paleocénica.

Formación Moraspamba (M-Pl$_M$) (Terciario: Mio-Plioceno?): Es la primera vez que se introduce esta Formación debido principalmente a que sus afloramientos son pequeños y esporádicos. En la Loma Moraspamba, cerca de la Loma Chilche (426-138), carretero a Isinliví, es el área donde más se ha extendido esta Formación con unos 3km^2, donde forma una estructura anticlinal. Se halla constituida por intercalaciones decimétricas a centimétricas de lutitas y areniscas con conglomerados. En el carretero de Pujilí a Zumbagua en su parte alta (418-995) es posible observar el tope de la Formación con un contacto discordante bajo la Formación Pisayambo. En el sector Cachi (506-925) dentro de las areniscas se han encontrado restos vegetales que le dan un carácter continental. Su espesor estimado es superior a los 500m y tiene buzamientos medianos, aun cuando no ha sido posible observar su base. No se ha encontrado fauna y su edad es atribuida al Terciario (Mio-Plioceno?).

Formación Pisayambo (Pl$_P$) (Plioceno): Denominada así por Kennerley (1971), se presenta en la parte central y suroriental de la Hoja en forma de fajas discordantes sobre las Formaciones Macuchi, Yunguilla y Moraspamba. Se hallan formadas por material piroclástico, principalmente por aglomerados andesíticos, intercalados de lavas andesíticas gruesas. En el aglomerado se observa una matriz de feldespato, vidrio volcánico y magnetita con fenocristales de hiperstena, augita y plagioclasa. Las tobas son de grano grueso a medio, pudiendo distinguirse granos redondeados de cuarzo y fragmentos de rocas de diferente color de gris claro a obscuro; generalmente afloran en las partes altas, formando montículos. La potencia de esta Formación se estima en más de 1500m; se ha asignado una edad pliocénica.

Volcánicos del Illiniza (P$_A$) (Pleistoceno): Estas lavas son principalmente andesitas mesocráticas de grano fino y porfiríticas, los fenocristales de plagioclasa zonada (andesina), y comúnmente augita e hiperstena y en ciertos casos hornblenda, dentro de una matriz usualmente obscura, de grano fino a vidrioso.

Sedimentos Volcánicos de Naranjal (P$_N$) (Pleistoceno): Estos depósitos se encuentran en el Norte de la Hoja a lo largo del Río Jatuncama: Naranjal (385-248) es el sitio típico. Consisten en capas bien estratificadas de aglomerados y tobas de composición andesítica a dacítica. El material tobáceo presenta diversa coloración: blanca, amarilla y rosada, este último indica que ciertos estratos fueron depositados como flujos violentos de material piroclástico caliente. En la parte superior de la secuencia afloran capas blancas de ceniza y pómez, muy parecidos a los depósitos del Volcán Quilotoa (322-055) aunque son más consolidados (ver abajo). Al Este las capas yacen casi horizontalmente formando extensas planicies que bajan ligeramente al Oeste. Los depósitos tienen una potencia superior a los 250m y son probablemente derivados del Volcán Illiniza, aunque existe la posibilidad de que estén relacionadas al volcán erodado de Almas Santas (Hoja de Machachi (66)).

Riolitas del Putzalagua (P$_Z$) (Pleistoceno): Se presentan en la parte suroriental de la Hoja, constituyendo un macizo en forma de domo con una altura de 3512 m.s.n.m. Las lavas riolíticas son de color blanco, con textura porfirítica y sus fenocristales son de cuarzo, piroxeno y biotita. Parte del macizo se encuentra cubierto de Cangagua.

Formación Latacunga (P$_L$) (Pleistoceno): Se encuentra formada por una gran variedad de depósitos: sedimentos fluvio-lacustres constituidos de limos, arenas, tobas y material conglomerático dispuestos irregularmente. Sobre estos se ha depositado un flujo potente de pómez, conteniendo elementos angulares mal sorteados, con diámetros variables entre métricos y decimétricos, dentro de una matriz de ceniza volcanoclástica de color blanco plomizo, dando origen a montículos, los mismos que se encuentran principalmente en los alrededores de Latacunga.

Depósitos Glaciales (dg) (Pleistoceno): Sobre la Formación Pisayambo se presentan en los valles en forma de "U" tilitas con fragmentos andesíticos de diferentes tamaños en una matriz fina.

Sedimentos Volcánicos del Quilotoa (Q$_Q$) (Cuaternario): Estos sedimentos piroclásticos han sido depositados por efecto de un "base surge" o quizá en parte por vientos fuertes intermitentes, orientados a la base del cráter en el momento de erupción de pómez; el material transportado por el viento rellenó antiguas depresiones de los valles de los Ríos Toachi, Zumbagua, Tigua y afluentes, siendo la fuente de aporte el Volcán Quilotoa. Los sedimentos piroclásticos muestran estratificación cruzada ocasionada por la variación de dirección de transporte durante la erupción. Hemos diferenciado dos tipos de sedimentos: los que forman extensas planicies y los que forman el cráter del volcán.

Cangagua (Q$_C$) (Cuaternario): Se encuentra cubriendo gran parte de la Hoja de Latacunga. Sin embargo, se le ha cartografiado donde se presenta con espesores considerables, en cambio donde tiene menor espesor se ha representado con la simbología de la roca base bajo la Cangagua y donde su espesor es mínimo se le ha despreciado. La Cangagua constituye una ceniza de color café-amarillo y de composición andesítica.

Depósitos laharíticos (lh) (Holoceno): Productos de los flujos de lodo ocurridos durante las últimas erupciones del Cotopaxi (el más reciente y grande el de 1677), que rellenaron grandes áreas bajas del valle de Latacunga, con su característica morfología plana. El material está constituido de bloques de andesita, sin graduación y con diámetros que varían de métricos a centimétricos en una matriz deleznable. Al Sur se cambia gradacionalmente a depósitos aluviales.

Depósitos Coluviales (c) (Holoceno): El depósito principal de cantos rodados en una matriz areno-limosa ha rellenado el valle del Río Pilaló y en la actualidad sigue depositándose con flujos de lodo. Existen otros coluviales de menor importancia en la Hoja.

Depósitos Aluviales (Holoceno): Franjas planas estrechas de sedimentos fluviales se han depositado a lo largo de los Ríos Cutuchi, Illunchi, Alaquez, Isunchi, Patoa y algunas quebradas.

Derrumbes: El de importancia se lo ha cartografiado en Anchi al lado este del Volcán Quilotoa con una extensión de $2km^2$.

Intrusivos: Tres cuerpos afloran en la parte occidental alineados N-S, los mimos que intruyen a la Formación Macuchi; su constitución es granito y granodiorita de grano grueso. Los contactos de los intrusivos son irregulares, presentando poco metamorfismo de contacto. Su edad puede ser atribuida al Terciario Inferior por la relación con las rocas encajantes.

ESTRUCTURA

Dos sistemas principales de fallas regionales de primer orden atraviesan el área: al Este, las que forman el graben del Valle Interandino, tienen un rumbo NE-SW en el Norte, y N-S (o NNW-SSE) en el Sur, de la Hoja; parecen ser fallas normales y están cubiertas por depósitos cuaternarios (Hall y Ramón, 1978), pero hay evidencia de actividad reciente. Al Oeste en el valle del Río Toachi se encuentran por lo menos tres o cuatro fallas muy importantes, con dirección N-S y de algunos kilómetros de largo. Todas las demás fallas principales en el centro y Oeste de la Hoja tienen una dirección NE-SW; la de más importancia pasa cerca de Illiniza y atraviesa toda la Hoja. La Formación Macuchi forma el núcleo de la Cordillera Occidental, no se halla metamorfizada, pero los sedimentos a veces tienen clivaje subparalelo a la estratificación y se encuentran afectados por pequeños plegamientos y numerosas fallas pequeñas que tienen direcciones N-S, NE-SW, NW-SE. La Formación Yunguilla se halla muy plegada; la Formación Moraspamba está plegada en forma abierta, pero con buzamientos bastante inclinados. La Formación Pisayambo está afectada por numerosas fallas pequeñas, formando buzamientos bien inclinados en ciertos bloques fallados.

HISTORIA GEOLÓGICA

El volcanismo del Cretáceo se inició en una cuenca marina con una dirección Norte-Sur y un eje semejante a la actual Cordillera Occidental. Piroclásticos y lavas fueron erupcionados, formando una cadena volcánica o arco de islas. Los piroclásticos fueron erosionados por corrientes de turbidez y redepositados, dando lugar a los sedimentos volcánicos intercalados con las lavas (Formación Macuchi). En el Maestrichtiano el área se hundió y sedimentos de origen volcánico fueron depositados por corrientes de turbidez (Formación Yunguilla). En el Eoceno (?), arrecifes locales bordean algunas de estas islas dando origen a las calizas. Más tarde el área fue plegada con planos axiales N-S, y fracturada; el levantamiento de los Andes empezó en esta época. El volcanismo reinició su actividad en el Plioceno y continuó hasta el presente. En el Pleistoceno, sobre la Formación Pisayambo, los glaciares en los valles depositaron material glacial. Depósitos de ceniza cuaternaria cubren parte de la Hoja.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la actualidad los materiales de construcción se hallan en el primer sitial entre las rocas de interés económico en la Hoja. Las lavas andesíticas de las Formaciones Macuchi y Pisayambo pueden ser utilizadas para la elaboración de adoquines, lastre y molones. La presencia de mineralización en el área no ha sido aún identificada, a pesar de estar muy cerca de las dos áreas mineras de La Plata (Hoja de Machachi (66)) y Macuchi (Hoja de Valencia (47)). En la Formación Latacunga los depósitos de piedra pómez son utilizados en la fabricación de bloques. Los lahares proporcionan arena, ripio y grava para la construcción. Las calizas de Unacota van a ser aprovechadas por la Cemento Cotopaxi.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International Vol. V., Fasc. 5a 2 Ecuador (2a Edición). Centre National de la Recherche Scientifique, París.

HALL M. L. & RAMON P. (1978) Estudio Microsísmico del Valle Interandino entre Latacunga y Guayllabamba, Quito.

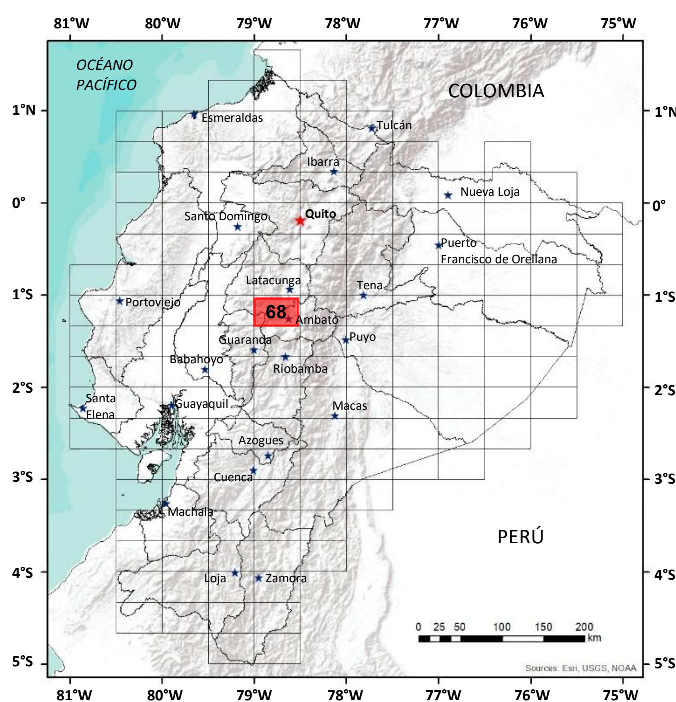
HENDERSON W. G. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of Northern Ecuador. J. Geol. Soc. Vol. 136.

KENNERLEY J. B. (1971) Geology of the Llanganates area, Ecuador, Inst. Geol. Sci. (London), Overseas Div. Report N° 21.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador. Ministerio de Educación, Quito.

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. & GUEVARA G. (1970) Formaciones Sedimentarias de la Sierra. Tectónica Andina en el Ecuador. IFP y SNGM, Quito.

WHITTAKER J. E. & HODGKINSON R. L. (1976) Micropaleontological Report on Samples from the Provinces of Loja, Azuay and Cotopaxi, South and Central Ecuador. British Museum (Natural History). London.



HOJA GEOLÓGICA-68
AMBATO (1978)

INTRODUCCIÓN

El área de Ambato se encuentra en la Sierra Central del Ecuador. La topografía del terreno es irregular con altitudes que fluctúan entre los 2000 y los 4560 m.s.n.m. La divisoria continental de aguas se localiza en la parte central de la Hoja y el drenaje sigue dos direcciones: una por el Río Ambato hacia el Océano Atlántico al Este y otra por los ríos Simiátug y Angamarca hacia el Océano Pacífico al Oeste. La temporada lluviosa se extiende de noviembre a abril. La carretera Panamericana cruza la Hoja de Norte a Sur uniendo a las poblaciones más importantes; existen también carreteras secundarias que llevan a Simiátug y Angamarca y otras transitables sólo en la temporada seca. La población se concentra principalmente en Ambato, Salcedo y Píllaro, pero hay poblaciones dispersas en toda el área.

GEOLOGÍA

Las rocas de la Hoja de Ambato principalmente son secuencias volcánicas y sedimentarias marinas de edad cretácica-paleocénica, lavas y piroclásticos de edad pliocénica-pleistocénica y depósitos superficiales de variada litología de edad cuaternaria. En el sector occidental aflora el gran intrusivo del Corazón.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): El término "Formación Macuchi" es introducido por primera vez en la Hoja de Machachi (66) y usado por Bristow y Hoffstetter (1977) para rocas anteriormente descritas como Formación Diabásica-Porfirítica (Sauer, 1965) o como 'Piñón' (Mapa Geológico del Ecuador 1:1000000).

Las rocas dominantes de la Formación Macuchi son andesitas de color verde muy característico, que presentan muchos tipos de texturas, predominando la porfirítica. Los fenocristales de la andesita porfirítica están constituidos por feldespatos alterados y la matriz por feldespato, cuarzo, epidota, clorita; la pirita y magnetita aparecen con frecuencia. En la quebrada de Minas (278-631) los fenocristales de feldespatos están sericitizados. En general la andesita porfirítica se presenta muy alterada; el tipo principal de alteración es hidrotermal con piritización y cloritización de carácter regional. En los lugares de contacto con el intrusivo del Corazón se observan aureolas metamorfizadas, muy intensas, de las volcanitas (hornfels). Se presentan también sedimentos volcanoclásticos en la parte superior de la Formación Macuchi. Pequeños afloramientos de los volcánicos de Quillán (Cotecchia y Zezza, 1969) en el cañón del Río Cutuchi probablemente corresponden a la Formación Macuchi, aunque han dado una edad radiométrica eocénica.

Formación Yunguilla (K_7) (Maestrichtiano-Paleoceno): Los sedimentos Yunguilla, una facies del flysch se localizan en la parte occidental de la Hoja y forman una gran faja de dirección Norte-Sur. En la zona de afloramientos no ha sido posible establecer claramente el contacto con la Formación Macuchi: en todo caso, el contacto parece ser transicional o interdigitado. Los sedimentos Yunguilla se presentan como una alternancia de lutitas, limolitas, grauvacas y sedimentos volcanoclásticos finos, con esporádicas calizas. Areniscas gruesas y conglomerados se encuentran en la parte superior de la Formación; son denominados como el Miembro Cayo Rumi, son iguales a las rocas del área tipo de Cayo Rumi en la carretera Riobamba-Guaranda (Hoja Chimborazo (69)). Las lutitas y limolitas son de color gris obscuro, en capas delgadas (centimétricas a decimétricas) y se hallan silicificadas y alternando con las grauvacas y areniscas finas, tobáceas; las grauvacas están constituidas de cuarzo de grano medio con feldespatos y moscovita visibles. Esta secuencia de la parte inferior de la Formación es característica de la sección comprendida entre el contacto con la Formación Macuchi y la carretera Apagua-Angamarca, donde se observa un cambio gradual a la facies del Miembro Cayo Rumi: en esta parte superior de la Formación predominan los conglomerados y areniscas gruesas (grits) constituidos de fragmentos de 2 a 5cm de diámetro, de cuarzo blanco, derivado de rocas metamórficas o de vetas, con fragmentos de lavas, volcanoclásticos y sedimentos finos. En el contacto gradacional hay intercalaciones de lutitas y areniscas finas entre capas gruesas (métricas a decamétricas) de conglomerados. En las secciones estudiadas no se han localizado ni macro- ni micro-fósiles. Dataciones hechas por el Instituto Francés del Petróleo (Savoyat y otros, 1970) asignan a la Formación Yunguilla, afuera de la Hoja, una edad maestrichtiana; es probable que la parte superior incluya rocas paleocénicas. En esta Hoja presenta una potencia alrededor de 3000m o más; el Miembro Cayo Rumi probablemente tiene un espesor de más de 1000m al Este del carretero Apagua-Angamarca, aunque debido al plegamiento y fallamiento no es posible conocerlo exactamente. La cima está erosionada, pero en este sitio se presenta la litología típica de Cayo Rumi más gruesa y mejor desarrollada.

Formación Pisayambo (Pl$_P$) (Plioceno): Denominada así por Kennerley (1971), aflora en la parte central y más alta de la Hoja, donde forma una gran faja que descansa discordantemente sobre las Formaciones mesozoicas. Al Oriente se encuentran esta secuencia en el cañón del Río Cutuchi y en el terreno alto al Este de Píllaro. La constituyen piroclastos andesíticos, predominio de aglomerados, e intercalaciones de mantos gruesos de lava de composición andesítica. En el aglomerado, tanto los fragmentos como el cemento, están constituidos de una roca de grano fino a grueso en la que se observan, sobre una matriz de feldespato, vidrio volcánico y magnetita, fenocristales de hiperstena, augita y plagioclasa andesina. Las tobas son de grano medio a grueso, pudiendo distinguirse en ellas, granos redondeados de cuarzo y una buena proporción de pedazos alargados de rocas sedimentarias, metamórficas y volcánicas. Los mantos de lava intercalados tienen una composición variable. En Loma Chosalongo (307-528) aflora una andesita anfibolítica; los fenocristales son feldespatos zonados, laminillas de anfíbol y piroxeno, distribuidos en una matriz fina y en parte fluidal de feldespatos, vidrio volcánico, magnetita y óxidos secundarios de hierro. En Zanjapamba (366-543) aflora una andesita piroxénica, es una roca con textura glomeroporfídica los fenocristales incluyen feldespato zonado, albita y granos subhedrales de hiperstena y augita sobre una matriz de grano fino constituida de feldespatos, vidrio volcánico y magnetita. Existen además mantos de andesita porfirítica carbonatada (281-582) y andesitas (450-586). Estimativamente la potencia de esta Formación es de más de 1500m. Se asignó una edad pliocénica a estas lavas y piroclásticos

Volcánicos del Igualata, Mumul, Huisla, Chiquicha y Sagoatoa (Pl$_I$) (Plioceno): El Sagoatoa (590-726) al Noroeste de Ambato, ocupa una gran superficie en la parte occidental del Valle Interandino y tiene un drenaje radial. Está constituido de lavas y aglomerados de composición andesita piroxénica. La andesina piroxénica es de grano fino a medio, con fenocristales de hiperstena y augita, feldespato zonado, laminillas de oligoclasa asentadas en una matriz vítrea acompañada de feldespato y magnetita. En el flanco oriental del Sagoatoa, junto a la carretera Panamericana, afloran conglomerados andesíticos del Unamuncho (681-714); se trata de un pequeño cono parásito del Sagoatoa. El cerro Chiquicha (740-600) que se localiza en el centro del Valle Interandino, está cubierto de tobas volcánicos recientes. Los afloramientos son muy limitados y los forman andesitas piroxénicas. En la esquina sureste de la Hoja se encuentran piroclásticos del cerro Huisla, Hoja de Chimborazo (69), en que se presentan también los volcanes pliocénicos de Igualata y Mumul.

Lavas del Carihuairazo (Pc') y Piroclásticos del Chimborazo (Pc'') (Pleistoceno): Estas rocas volcánicas (andesitas piroxénicas porfiríticas y tobas pumíceas con fragmentos andesíticos) forman pequeños afloramientos a lo largo del margen meridional de la Hoja. Al Sur, en la Hoja de Chimborazo (69), son más extensos.

Formación Latacunga (P$_L$) (Pleistoceno): La Formación Latacunga presenta una gran variedad de depósitos; los fluvio-lacustres se encuentran bien expuestos alrededor de la laguna de Yambo (685-785) y en el flanco izquierdo del Río Cutuchi (717-788) cerca de Guapante; están constituidos de una secuencia parcialmente consolidada de arenas, limos, tobas y conglomerados dispuestos irregularmente con estratificación cruzada de extensión lateral muy limitada. Cubriendo a los sedimentos fluvio-lacustres, se hallan enormes depósitos diseminados de piedra pómez de color blanco, especialmente en los alrededores de Latacunga (al Norte de la Hoja) y Salcedo.

Depósitos Glaciales (dg) (Pleistoceno): En los valles altos de la Cordillera Occidental se presentan muy difundidos, residuos de tilitas y morrenas.

Cangagua (Q$_C$) (Cuaternario): Sobre la Formación Latacunga se destaca un manto de cenizas volcánicas con una potencia que fluctúa entre 10 y 30m. Dentro de la Cangagua, al Oeste de Salcedo (640-863), se localizan bolas de 5 a 8cm de diámetro, diseminadas en un horizonte de uno a dos metros de potencia. Según Sauer (1965), estas bolas fueron obra de un escarabajo pelotero, *Coprinisphaera ecuadoriensis*, de la familia Scarabacidae, el mismo que tiene importancia como fósil guía del Pleistoceno.

Depósitos Superficiales (Holoceno): Los depósitos aluviales y terrazas se relacionan con los ríos Ambato, Cutuchi y Patate y constituyen planicies que son aprovechadas para el cultivo, sirviéndose para ello del riego artificial tomado de los respectivos ríos. La ciudad de Ambato está localizada sobre varias terrazas antiguas. A lo largo de estos ríos son muy numerosos los derrumbes. Es particularmente grande el derrumbe (757-558) localizado en el flanco derecho del río Patate, entre Pelileo Viejo y Patate; y el (547-590) de la margen izquierda del río Ambato frente a Pasa. A lo largo del río Patate las terrazas extensas más altas están constituidas por material laharítico. Por último, existe una cubierta débil discontinua de ceniza eólica que cubre gran parte de la zona sur y sureste.

INTRUSIVOS

En la parte occidental afloran granodioritas y tonalitas del Batolito del Corazón que intruye a las Formaciones Macuchi y Yunguilla. De la periferia hacia el centro cambia significativamente la granulación del intrusivo, de grano fino a grueso. La textura es hipidiomórfica granular, constituida de cristales de albita-andesina, ortoclasa, láminas resquebrajadas de anfíbol y biotita; en menor cantidad están la epidota clorita y calcita, esta última se halla también en forma de vetillas. El apatito, la esfena y la magnetita se presentan como accesorios. En la Quebrada de Tanga (245-740) el grano de la granodiorita-tonalita es más grueso; la textura y composición son similares a la anterior, pero difieren en que los feldespatos son zonados y la roca se encuentra muy cloritizada. Entre los minerales accesorios predominan la magnetita. Los contactos del intrusivo son muy irregulares y la roca madre es alterada por el metamorfismo de contacto.

Regionalmente no se ha podido establecer su relación con Formaciones más jóvenes que la Yunguilla, lo que sugiere una edad, probablemente, terciaria temprana. Las riolitas del Cutahua (Loma Chalata, 266-637) y del Río Huapumbi (295-647) se hallan constituyendo cuellos volcánicos.

ESTRUCTURA

Sobresalen dos estructuras regionales de primer orden: la Cordillera Occidental y el Valle Interandino. El núcleo de la Cordillera está constituido por las Formaciones Macuchi y Yunguilla. Los sedimentos de Yunguilla son plegados con una dirección general N-S; los conglomerados forman pliegues sencillos mientras las lutitas y argilitas finas forman pliegues complejos de pequeño radio. A lo largo del carretero Apagua-Angamarca y las Formaciones Yunguilla y Pisayambo son muy falladas con sistemas de fallas de dirección N-S, NE-SW y NW-SE. El Valle Interandino parece estar limitado por fallas normales, de dirección N-S de algunos kilómetros de largo, y rellenado por material volcánico, sedimento y glacial. Las fallas restantes-fallas secundarias pequeñas- tienen direcciones NW-SE y NE-SW. Existen fallas grandes, parcialmente cubiertas por depósitos cuaternarios (Hall y Ramon, 1978); hay evidencia de actividad reciente.

HISTORIA GEOLÓGICA

Las andesitas Macuchi, que forman un enorme cinturón a lo largo del flanco oeste de la Cordillera Occidental, probablemente formaron una cadena o arco de islas volcánicas durante el Cretáceo. El flysch de la Formación Yunguilla se depositó a lo largo de una franja longitudinal estrecha, al Oeste de una antigua plataforma continental; las facies que lo constituyen varían en su composición en relación directa al levantamiento de los bordes. En la Orogenia Laramídica, al fin del Cretáceo, las Formaciones cretácicas fueron plegadas y dislocadas a lo largo de ejes de dirección N-S, aproximadamente. En este tiempo se produjo también la intrusión del Batolito del Corazón. Después de un periodo largo de levantamiento y erosión, se produjo la extrusión de la Formación Pisayambo, la misma que en la parte meridional, formó una enorme plataforma probablemente durante el Plioceno. A fines del Plioceno ocurrió la extrusión de lavas por acción de los estratos-volcanes Sagoatoa, Chiquicha, Huisla y otros más al Sur. El volcanismo seguía con mayor intensidad en el Pleistoceno formando los inmensos estrato-volcanes del Carihuairazo y Chimborazo al Sur (Hoja de Chimborazo (69)). Durante el Pleistoceno se produjo también una intensa actividad glacial cuyos efectos se aprecian en los residuos de tilitas y morrenas en los valles altos de la Cordillera Occidental. En la zona interandina principalmente se alojaron depósitos fluvio-lacustres y se depositaron piedra pómez y Cangagua. Las terrazas aluviales a lo largo de los ríos Cutuchi y Ambato, los depósitos aluviales y las terrazas de material laharítico son de edad holocénica.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En esta área no se explotan minerales. Sin embargo, en la franja más occidental que comprende al intrusivo del Corazón, no es improbable la presencia de yacimientos de minerales. En la zona de Catahua (278-630), en la parte superior de la quebrada Las Minas, existen dos pequeñas bocaminas construidas con fines de prospección. Aquí afloran lavas de la Macuchi muy piritizadas y sericitizadas con óxidos y carbonatos de cobre, plata y hierro; y se trata de una mineralización de origen hidrotermal. Cerca de Angamarca (308-764), en una capa volcánica adentro de la Formación Yunguilla, se observan carbonatos y óxidos de hierro de color rojo y amarillo, aparte de pirita y calcedonia. Las Formaciones volcánicas jóvenes en esta Hoja son estériles en lo referente a mineralización. El muestreo geoquímico táctico efectuado en los ríos que atraviesan las zonas de contacto del intrusivo llevó a la conclusión de que no existen en dichas zonas anomalías importantes. El material volcánico es óptimo para la construcción de carretera, pues su comportamiento físico-mecánico es elástico; sirve principalmente y muy bien como material para rasante, subrasante y como material de relleno. Hay una gran cantidad de **piedra pómez** en forma de mantos y capas hasta de 15m de espesor en los alrededores de Salcedo: se la emplea en la fabricación de bloques para la construcción.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International Vol. V., Fasc. 5a 2 Ecuador (2a Edición). Centre National de la Recherche Scientifique, París.

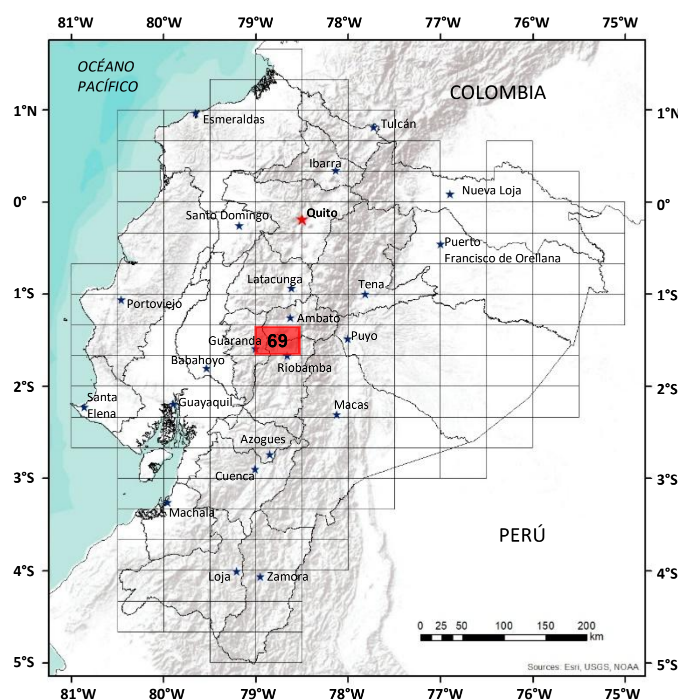
COTECCHIA V. & ZEZZA F. (1969) The Eocene basement of the Interandean corridor in the Latacunga-Ambato trough (Ecuador). Geol. Appl. Idrogeol. 4.

HALL M. L. & RAMON P. (1978) Estudio Microsísmico del Valle Interandino entre Latacunga y Guayllabamba, Quito.

KENNERLEY J. B. (1971) Geology of the Llanganates area, Ecuador, Inst. Geol. Sci. (London), Overseas Div. Report N° 21.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador. Ministerio de Educación, Quito.

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. & GUEVARA G. (1970) Formaciones Sedimentarias de la Sierra. Tectónica Andina en el Ecuador. IFP y SNGM, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-69
CHIMBORAZO (1976)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Chimborazo abarca parte del Valle Interandino y de la Cordillera Occidental, e incluye al Chimborazo la montaña más alta del Ecuador, 6310 m.s.n.m. El terreno en la Cordillera Occidental es montañoso con altitudes sobre los 4000m. La lluvia cae todo el año, pero el clima es generalmente más seco de julio a septiembre. Hay una buena red de caminos, particularmente en el sector oriental de la Hoja.

GEOLOGÍA

Formación Piñón (K) (Cretáceo): Estos volcánicos están constituidos por andesitas porfiríticas, verde pálido, de grano fino; afloran, al Este de Guaranda, a lo largo del camino de San Juan. Estratigráficamente se encuentran debajo de la Formación Yunguilla del Cretáceo Superior. Sus contactos con esta Formación no son visibles; sin embargo, la presencia de andesitas similares interestratificadas con la Yunguilla permite considerarlas como de edad cretácica.

Formación Yunguilla (K_7) (Maestrichtiano): Esta Formación se presenta a lo largo del camino San Juan Guaranda. Consta de conglomerados, grauvacas, calizas, cherts y lutitas. Los conglomerados se forman en una proporción aproximadamente igual de fragmentos de cuarzo de vetas y de cherts colocados en una matriz arenosa, silicificada, de grano medio. Las grauvacas son de grano medio a grueso con cuarzo, feldespato y pedacitos de moscovita. Las calizas son cristalinas de grano grueso a fino. Los cherts y lutitas son generalmente de color negro y frecuentemente tienen areniscas finas interestratificadas. Las lavas andesíticas están interestratificadas con lutitas negras, como mantos interestratificados o flujos contemporáneos de lava.

Se observa en las calizas una fauna rica (I.F.P., 1970). La microfauna incluye residuos de lamelibranquios, equinodermos y briozoarios, mientras el foraminífero de la microfauna incluye *Globotruncana gr. linnei*, *Marsonella sp.*, *Lenticulina sp.*, *Cristellaria sp.*, *Valvulina sp.*, Laganidae, Textulariidae, Vermeuillinidae y Rotalidae. También se encuentran ostrácodos. El foraminífero indica una edad del Maestrichtiano.

Los conglomerados fueron considerados por el Instituto Francés del Petróleo (1970) como integrantes de una Formación separada, la Formación Cayo Rumi, que posiblemente pertenece en edad al Paleoceno. El mapeo actual, sin embargo, ha demostrado-confirmando los estudios de Kehrer y Kehrer (1969), que hay dos unidades de conglomerados que pertenecen a la parte superior de la Formación Yunguilla. Ahora se considera a los conglomerados como el Miembro Cayo Rumi.

Metamórficos (L) (Orogenia Laramídica): A lo largo del camino, al Sur de Penipe y Norte y Sur del Río Blanco, afloran filitas verdes. Esquistos grafitosos y bancos metavolcánicos se encuentran cerca de Shamanga (758-161). Al Este existe un buzamiento general en el mismo sentido. Los metavolcánicos también afloran al Este de Quimiag (748-161). Se cree que en edad corresponden a la Orogenia Laramídica.

Formación Pisayambo (Pl_P) (Plioceno): La Formación Pisayambo suprayace discordantemente a la Formación Yunguilla. Consiste en mantos de aglomerados y lavas andesíticas horizontales a inclinado moderado: las lavas andesíticas forman, por lo regular, las cimas de las montañas y cuchillas. Los aglomerados comprenden bloques de andesitas colocados en una base muy dura y, donde las lavas suprayacentes no los protegen, se erosionan para formar columnas de rocas. Se cree que esta formación constituyó una plataforma, particularmente en la parte septentrional del área donde más tarde ocurrieron las erupciones.

Volcánicos del Mulmul, Huisla e Igualata (Pl_I) (Plioceno): Mulmul, Huisla e Igualata son volcanes apagados prominentes y se localizan en la parte nororiental de la Hoja. El material piroclástico es el producto más común de estos centros y varía de toba de grano fino a toba gruesa pumícea. Localmente se encuentran abundantes andesitas: tal acontece, por ejemplo, en las paredes de la cañada de la Quebrada del Pico (610-407), que es de tipo porfirítico, mesocrático de grano medio.

Volcánicos Sicalpa (Pls) (Plioceno): Forman en la parte meridional del área prominentes colinas redondeadas y comprende una secuencia dominante piroclástica de tobas y aglomerados. Las lavas son raras, pero se presentan en la Loma La Moya. Los piroclásticos están ligeramente coloreados. Los aglomerados contienen fragmentos de andesita. Las lavas andesíticas son leuco a mesocráticas, de grano fino y comúnmente porfiríticas. El origen de estos piroclásticos y lavas es incierto, pero es posible que procedan, al menos en parte, del Cerro Sholbolurco (449-222).

Lavas del Carihuairazo y lavas antiguas del Chimborazo (Pc') (Pleistoceno): La actividad volcánica del Carihuairazo y Chimborazo comenzó en el Pleistoceno en una plataforma de la Formación Pisayambo. Los productos de estas erupciones parecen haber sido solamente andesitas piroxénicas porfiríticas, mesocráticas, de grano fino. Muestran fenocristales de andesina, granos de augita, hiperstena y olivino ocasional, colocada en una matriz de grano fino, de listones de plagioclasa y material vítreo.

Rocas Basálticas del Tungurahua, Puñalica y Calpi (PT) (Pleistoceno): En el Río Chambo (781-415) hay un flujo de lava basáltica originada en el Tungurahua que yace justo al Este de la Hoja. Es melanocrática, de grano fino, con fenocristales de feldespatos. Tobas basálticas se extienden a lo largo del Río Chambo.

El volcán parasítico Puñalica (585-455) en las faldas del Carihuairazo, también ha erupcionado lava basáltica, melanocrática, de grano fino, con los flujos avanzados como andesitas basálticas y el último flujo como basaltos de olivino porfirítica.

Al Noreste de Calpi dos lomas pequeñas. La Loma Yanaurcu (521-189) y la Loma Tulabug (528-192) son conos de ceniza basáltica. Cada loma tiene vestigios de un cráter.

Sedimentos del Río Chambo (PCH) (Pleistoceno): A lo largo del Río Chambo y del Río Guano, al Noroeste de Cubijíes, existen conglomerados, areniscas y arcillas finas, con bancos de ceniza fina localmente interestratificados. Los conglomerados comprenden guijarros redondos y cantos rodados pequeños de composición dominantemente andesítica, pero, localmente con fragmentos metamórficos. Las areniscas son frecuentemente de grano grueso, inconsolidadas: sus partes constitutivas son de composición andesítica. Estos sedimentos se depositaron en un lago cuando el Río Chambo fue bloqueado por los flujos de lava del Tungurahua. En la Quebrada Chocón (679-214) se encontraron improntas indeterminadas de hojas y plantas.

Formación Riobamba (PR) (Pleistoceno): Esta Formación es un conglomerado volcánico que consiste en una mezcla de cantos rodados angulares y redondos, de diferentes texturas de andesita colocadas en una matriz de grano fino. Existen bancos interestratificados de ceniza de grano fino (563-222). Considerase al conglomerado volcánico como un lahar que, al depositarse, dio origen al actual estiramiento de la planicie ondulada de Riobamba. Continúa en la Hoja Riobamba hacia el Sur. El lahar ocurrió previamente a la erupción final del Chimborazo.

Lavas Jóvenes del Chimborazo (Pc'') (Pleistoceno): Flujos de lava se encuentran en los lados sur y suroriental de la montaña. Las lavas son andesitas piroxénicas, mesocráticas, porfiríticas, vesiculares, de grano fino que forman rasgos prominentes en las fotografías aéreas. Un flujo llega a la población de Guano.

Piroclásticos del Chimborazo (Pc''') (Pleistoceno): La fase final de volcanismo del Chimborazo se caracteriza por piroclásticos que están desarrollados en un arco del Noroeste al Sur. Los piroclásticos son tobas pumíceas de grano grueso, horizontalmente estratificadas y fácilmente distinguibles en las fotografías aéreas donde la cobertura de Toba Cangagua suprayacente ha sido erosionada. Son también comunes los fragmentos andesíticos en las tobas. Estos llegan hasta los 15m de espesor.

Volcánicos Guaranda (P_G) (Pleistoceno): Dentro de la depresión Guaranda existe una serie de tobas andesíticas de grano fino, de color café a amarillo claro que contienen andesitas porfiríticas, interestratificadas, meso a leucocráticas, de grano fino. Es probable que las tobas procedan del Chimborazo. Los flujos andesíticos procederían a su vez, ya sea de fisuras o de centros locales pequeños ocultados subsecuentemente debajo de las tobas. En una cantera (229-231), la andesita es piroxénica y muestra fracturamiento columnar.

Piroclásticos del Altar (P_A) (Pleistoceno): Suprayacen las rocas metamórficas al Sureste del área y consisten en tobas café a blanco, de grano medio; contienen piedra pómez y fragmentos andesíticos. Bancos coluviales que contienen bloques de varios tamaños en una matriz de grano fino están, localmente, interestratificados.

Depósito Glacial (gd) (Pleistoceno): La glaciación continúa en los picos cubiertos de nieve del Chimborazo y Carihuairazo, pero en muchos sitios hay evidencia de glaciación anterior que desciende tan bajo como 3200m. Un valle con glaciación notable de 200m de escarpado es el que forma la parte superior del valle del Río Pachanlica en el lado Este del Carihuairazo, donde se encuentran también morrenas laterales. Las tilitas son similares a los conglomerados volcánicos de la planicie de Riobamba y contienen una mezcla de cantos rodados mixtos, sin estratificación, de varios tamaños, colocados en una matriz de grano fino. Numerosas morrenas terminales se encuentran en el lado suroriental del Chimborazo.

Cangagua (P_C) (Pleistoceno): Se trata de una cubierta de toba café, la misma que suprayace casi la mayor parte de la Hoja. Sin embargo, donde la geología subyacente es conocida, no se incluyó la cangagua. La toba es generalmente de grano fino, pero contiene bancos de grano más grueso. Varía en espesor de uno a cinco metros. La Toba Cangagua está depositada sobre los rasgos de la superficie que implica una edad reciente.

Depósitos Aluviales (Holoceno): Estos son extensos a lo largo de los ríos Chambo, Blanco, Puela y Guano, y más pequeños a lo largo de los ríos Guaranda y Conventillo. Aunque se presentan hasta tres grupos de terrazas en el Río Chambo, sin embargo, no es posible mostrar sino dos.

ESTRUCTURA

Solamente en los sedimentos de la Formación Yunguilla es posible identificar cualquier estructura. Aquí, fuertes plegamientos durante la Orogenia Laramídica produjeron un sinclinorio ancho con ejes aproximadamente Norte-Sur. Los metamórficos en el área de Penipe y Río Blanco fueron también plegados en ejes similares.

El fallamiento tuvo lugar con dos rumbos principales. El primero es aproximadamente Norte-Sur incluyendo las fallas linderas de la fosa tectónica Interandina, y el segundo es Este-Oeste.

HISTORIA GEOLÓGICA

La deposición de los sedimentos marinos de la Yunguilla empezó en tiempos del Maestrichtiano sobre una presunta base de rocas volcánicas del Cretáceo. Durante la Orogenia Laramídica estos sedimentos con sus volcánicos interestratificados fueron fuertemente plegados y al Este metamorfoseados. Esta orogenia levantó la cadena de los Andes. La Formación Pisayambo fue producida en parte por la erupción de fisuras en el Plioceno y más tarde se desarrollaron los centros de Mulmul, Huisla e Igualata. El levantamiento adicional de la cadena de los Andes y el fallamiento para formar la fosa tectónica Interandina tuvo lugar en la Orogenia Andina. Las erupciones del Chimborazo y Carihuairazo empezaron en el Pleistoceno, probablemente a lo largo de fallas, marcando el límite occidental de la fosa tectónica. Las erupciones del Tungurahua causaron la represa del Río Chambo y la deposición de sedimentos. El Puñalica y los conos de cenizas al Noreste de Calpi se formaron. El derretimiento de la capa de nieve del Chimborazo, anterior a la última erupción en el Pleistoceno, produjo lahares que formaron el conglomerado volcánico que ocupa ahora la planicie de Riobamba. La última actividad del Chimborazo comprendió flujos de lavas y piroclásticos. Las erupciones piroclásticas de El Altar posiblemente tuvieron lugar casi al mismo tiempo. El evento volcánico final en el área fue la deposición de la Cangagua. El levantamiento y la erosión de la faja andina desde el Pleistoceno ha producido la actual topografía.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La **caliza** de la Formación Yunguilla provee cal, de la Cantera Shobol (443-229), a la Fábrica de Cemento Chimborazo. A lo largo del camino a Guaranda, al Oeste de San Juan, hay canteras pequeñas de las cuales se extrae la caliza y se quema la cal. Mosquera (1971) estimó las reservas de la cantera Shobol y de la cantera vecina, La Calerita, en 9000252 toneladas métricas. Un afloramiento grande adicional de caliza se encuentra en el Río Ganquis (363-260). Se utiliza **tobas pumíceas** en Masavacho de Teligote (690-505) y Sausiucu (673-511) como agregados con los bloques de cemento. Se recogieron muestras geoquímicas de sedimentos fluviales, pero, no se encontraron valores anomálicos.

Abastecimiento de agua: Las poblaciones comprendidas en la Hoja disponen de suficiente agua, sea de los ríos o de los manantiales abastecidos por agua subterránea procedente principalmente del Chimborazo (Little y Kennerley, 1972). El promedio anual de lluvia de Riobamba es solamente 424 mm motivo por el que los cultivos en el área son posibles solamente merced a la irrigación. Desafortunadamente la mayoría de los manantiales se hallan a un nivel inferior al de las tierras regadizas. A lo largo de la Loma La Moya han sido excavadas varias galerías con el propósito de obtener agua, pero con éxitos relativos. En cambio, la perforación de pozos efectuada en la planicie de Riobamba con el fin de interceptar agua subterránea, en general no ha tenido éxito. El agua para irrigación es conducida al área por un canal de 60km desde el Río Chambo.

REFERENCIAS

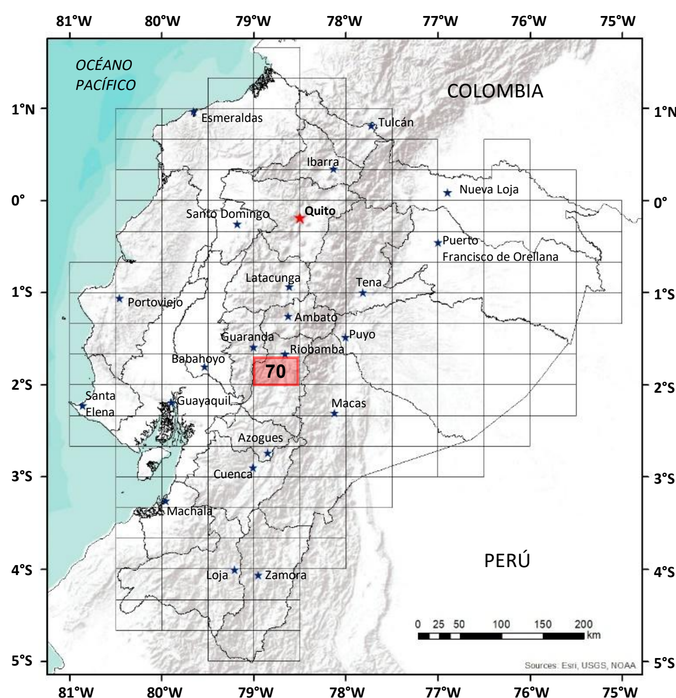
INSTITUTO FRANCÉS DEL PETRÓLEO (1970) Formaciones Sedimentarias de la Sierra Tectónica Andina en el Ecuador. Dir. Gen. Geol. Minas. Quito.

KEHRER W. & KEHRER P. (1969) Die Oberkretazische San Juan Formation der Westkordillere Ecuadors. N. Jb.Geol. Paläont. Abb. 133 No. 1, pp. 1-22. Stuttgart.

LITTLE B. G. & KENNERLEY J. B. (1972) Reconnaissance report on the water development potential of the Chimborazo-Riobamba Irrigation District, Chimborazo Province, Ecuador. Overseas Development Administration, Land Resources Division, London. Miscellaneous Report No. 144.

MOSQUERA C. F. (1971) Las Reservas Calcáreas de los Yacimientos de la Empresa Cemento Chimborazo C.A. Dir. Gen. Geol. Minas. Quito.

WHYMPER E. (1892) Travels amongst the Great Andes of the Equator. Charles Scribners Sons, New York.



HOJA GEOLÓGICA-70
RIOBAMBA (1978)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Riobamba se encuentra en la parte central de la Sierra del Ecuador. Las Cordilleras Occidental y Real la atraviesan de Norte a Sur formando el Valle Interandino en la parte central. El terreno es montañoso en la parte occidental y en el costado oriental va incrementando la cota hacia el Suroeste hasta alcanzar los 4500 m.s.n.m. La división de drenaje continental pasa por la zona. El clima en general es frío a templado en toda el área, las neblinas son características a lo largo de todo el año. Existen caminos carrozables de primer orden como la Panamericana y la vía Pallatanga, varios de segundo orden y algunos de verano. Las poblaciones se encuentran diseminadas en toda la zona.

GEOLOGÍA

En la Hoja de Riobamba se presentan rocas volcánicas y sedimentarias marinas de edad cretácica a paleocénica, las cuales fueron metamorfizadas en la parte oriental de la Hoja. Están cubiertas por sedimentos terciarios, volcánicas y sedimentarias plio-pleistocénicas y depósitos superficiales holocénicos.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): El término “Formación Macuchi” es introducido por primera vez en la Hoja de Machachi (66) y usado por Bristow y Hoffstetter (1977) para rocas anteriormente descritas como ‘Formación Diabásica-Porfirítica’ (Sauer, 1965) o como ‘Piñón’ (Mapa Geológico del Ecuador 1:1000000). La Formación Macuchi se encuentra principalmente en el extremo occidental de la Hoja y casi totalmente cubierta de espesos bosques selváticos.

Las rocas están representadas por andesitas verdes homogéneas y compactas y por estratos de sedimentos volcanoclásticos en ciertas áreas, ambos tipos cruzados de vetillas de cuarzo y en muchos casos altamente fisuradas y en proceso de meteorización. También se pueden distinguir andesitas básicas de textura cripto-cristalina y estructura fluidal principalmente y amigdaloide en otros. Hacia el Norte predominan andesitas porfiríticas de grano fino, todas ellas constituidas por fenocristales alterados de andesina y de hornblenda y augita. El espesor de las rocas de la Formación Macuchi no ha sido establecido, se estima superior a 2000m. La edad de la Formación Macuchi se la atribuye al Cretáceo.

Formación Yunguilla (K_7) (Maestrichtiano y ?Paleoceno): La Formación se presenta constituida por argilitas, limolitas y calizas en capas de 10 a 40cm de potencia y cruzada de vetillas de calcita. La presencia de caliza disminuye hacia el Occidente, pero aumenta la cantidad de argilitas que se presentan más masivas; en otros sitios aparece plegada. En el Noroccidente de la Hoja, dentro de la Formación Yunguilla, afloran areniscas y conglomerados en capas de 5m hasta 20m; estas rocas son idénticas a las descritas en la carretera Riobamba-Guaranda (Hoja de Chimborazo (69)) como en el área tipo de Cayo Rumi. En la Hoja de Riobamba estas areniscas y conglomerados que contienen muchos fragmentos de cuarzo blanco de origen de veta o metamórfico, están intercaladas con las argilitas y limolitas negras de la Formación. Por eso las rocas Cayo Rumi son asignadas como Miembro de la Formación Yunguilla; ocurren en la parte superior de la Formación cerca de, o en, la cima; representan una facies local, desarrollada solamente en el centro del país entre 1°S y 2°S, el área de mayor espesor probablemente ocurra debajo de las rocas volcánicas plio-cuaternarias de la Fm. Pisayambo y del Chimborazo (Hojas de Ambato (68) y Chimborazo (69)). La potencia del miembro es menor de 100m en esta Hoja; no se puede separar en el mapa. En determinados lugares afloran, en medio de la Formación Yunguilla, las rocas de la Formación Macuchi, lo que indica un contacto interdigitado de las dos formaciones en esta región. La Formación Yunguilla se presenta plegada con buzamiento predominantemente de 40° a 70° y rumbo de 045°. El espesor total en este sector es mayor de 2000m. A esta Formación se le ha asignado una edad que va del Maestrichtiano (Sigal, 1968) al Paleoceno.

Serie Paute (L) (Orogenia Laramídica): La Serie Paute está constituida por esquistos y cuarcitas; éstas últimas son más abundantes a lo largo del Río Alao. En determinados lugares aparecen afloramientos metavolcánicos. En la parte oriental (763-921) predominan los esquistos sericíticos con abundancia de laminillas de moscovita. También aflora gneis altamente meteorizado. Esta misma unidad se presenta a manera de bloques levantados aislados (595-975; 600-040). Por las características petrográficas y la ubicación de la Cordillera Real, las rocas metamórficas de la zona se consideran como pertenecientes a la Serie Paute. La edad no ha sido determinada con exactitud. Se le atribuye al Mesozoico, pues pertenece al metamorfismo ocasionado por la Orogenia Laramídica (Bristow, 1973).

Formación Yaruquíes (T) (Terciario): Estos sedimentos se encuentran en la población de Yaruquíes, de la que se ha tomado el nombre para la Formación. Los sedimentos están compuestos en su base por areniscas finas de color amarillo rojizo y sobre estas capas de conglomerados con potencia de 5-7m, con intercalaciones de estratos de areniscas rojizas de grano medio y potencia de 2m. Los conglomerados están formados por cantos un tanto redondeados (de 2 a 6cm de diámetro) de andesita de color obscuro y de cuarcita. Las capas superiores de conglomerado se presentan con potencia de 2 a 5m y sobre estos descansan capas de arcillas. Por la ausencia de fósiles no se ha podido establecer la edad. En el sitio de afloramiento se encuentran superpuestas a rocas andesíticas verdes, pertenecientes posiblemente a la Formación Macuchi y subyacentes a las rocas tobáceas del volcanismo joven. Esto ha inducido a asignar a los sedimentos una edad del Terciario.

Formación Alausí (Pg) (Paleógeno): Se halla ocupando una pequeña porción que es continuación de una estructura más grande de la Formación Alausí que se encuentra al Sur. Está constituida de lavas volcánicas indiferenciadas de composición media y ácida y variada coloración.

Formación Pisayambo (Pl_P) (Plioceno): Yace en forma discordante sobre la Formación Yunguilla. En el sitio de su afloramiento se presenta principalmente como lavas andesíticas grises compactas conteniendo fenocristales de andesina y pequeños cristales de pirita. Se encuentran también aglomerados que están formados de clastos angulosos de lavas en una matriz tobácea.

Volcánicos Sicalpa (Pls) (Plioceno): Se presenta constituida por tobas en la parte de topografía suave y por aglomerados en la parte alta. Estas rocas constituyen facies similares al volcanismo pleistocénico, cuyos centros se encuentran en la parte central de la zona. Las tobas son de grano fino con presencia de algunos clastos de tamaño medio. Por la coloración varían desde tobas claras blanquecinas hasta grises. Los aglomerados por su composición son intermedios y ácidos y los clastos varían por sus dimensiones, predominando los de 10 a 15cm. En ciertos lugares entre los aglomerados se presentan corrientes de lavas andesíticas.

Formación Riobamba (P_R) (Pleistoceno): Constituye la facies volcánica laharítica del Chimborazo, como resultado del arrastre del material piroclástico, desde las faldas del volcán, por las corrientes de los deshielos. Está constituida de gravas redondeadas y angulosas, independientemente de la distancia de las faldas del volcán; la superficie es muy amplia y completamente plana, interrumpida únicamente por pequeños promontorios donde existen acumulaciones de cantos grandes. En algunos sectores presenta cierta estratificación como consecuencia de deposición en agua. La potencia no sobrepasa los 100m. Los **Sedimentos Pantus** vienen a ser una facies de la Formación Riobamba. Los forman: arcillas, tobas y ceniza volcánica pelíticas alternadas irregularmente en capas finas perfectamente estratificadas y dispuestas casi horizontalmente (1°-3°). La potencia es aproximadamente de 40 a 50m y se encuentra en contacto con la facies laharítica y parcialmente recubierta por ella.

Volcánicos Guaranda (P_G) (Pleistoceno): Se trata de volcanitas piroclásticas situadas en la zona noroccidental de la Hoja y pertenecientes a un centro volcánico no establecido. Las constituyen rocas andesíticas claras de grano fino y andesitas porfiríticas. Los piroclásticos, representados fundamentalmente por las tobas, se encuentran cubriendo la mayor parte de la zona indicada. Por sectores se presentan intercalaciones de aglomerados estratificados.

Volcánicos del Altar (P_A) (Pleistoceno): Ocupan la parte Noreste de la zona. El Río Ulpan divide los volcanitas del Altar en piroclastos al Norte y lavas al Sur. Los piroclastos se encuentran representados principalmente por piedra pómez y fragmentos andesíticos y en algunos sectores se presentan pseudo-estratificados con intercalaciones de capas de tobas arenosas; cubren la Serie Paute. Las lavas, que también están en contacto con las rocas metamórficas, son intermedias y básicas, varían de color de verde claras a obscuras y sus texturas son cripto-cristalinas de grano fino.

Formación Palmira (P_P) (Pleistoceno): Esta Formación volcánico-sedimentaria abarca las zonas de Alausí y Riobamba. En esta última se presenta constituida fundamentalmente por sedimentos arcillosos e intercalaciones de estratos tobáceos. En la parte superior, los sedimentos alternan con capas de conglomerados. Se halla plegada, con buzamiento al Oeste, en la zona Guamote. El espesor alcanza algunos centenares de metros.

Formación Tarqui (P_T) (Pleistoceno): Se encuentra superpuesta a la Serie Paute y cubierta por cangagua. La constituyen, fundamentalmente, rocas volcánicas piroclásticas de composición media y ácida.

Depósitos Glaciales (dg) (Pleistoceno): En la parte oriental de la zona se presenta una serie de valles en U en los que se encuentran depósitos glaciales que indican la acción de los glaciares pleistocénicos en la zona.

Cangagua (Q_C) (Cuaternario): La Cangagua de color café se halla cubriendo gran parte de la zona de Riobamba. Resulta difícil establecer la potencia, pues en la base se encuentran tobas cubiertas por ceniza, con espesor superior a los 100m, particularmente a lo largo del Río Colorado (625-020).

Depósitos Superficiales (Holoceno): Depósitos coluviales se observan en las faldas de los montes de pendiente abrupta, de manera especial en la Formación Yunguilla, pero de dimensiones no mayores; y coluviales depositados en la zona de piroclastos y lavas de Guaranda, en San Lorenzo y Santiago (230-140). Cerca de Yaruquíes (560-105) existen derrumbes formados principalmente por tobas.

En el Río Guamote aparecen terrazas de material conglomerático, con potencia superior a los 30m, estratificados horizontalmente y sorteados. A lo largo de los ríos Guayllabamba, Ulpan y Alao, se presentan terrazas junto a los taludes. En el Valle de Riobamba se observan dos niveles de terrazas, todas ellas cubiertas de cangagua y en la actualidad utilizadas para cultivos. Estas terrazas están formadas en sus bases por gravas que alternan con capas de material laharítico y tobas, dispuestas casi horizontalmente.

Se presentan con claridad, especialmente en el Río Chibunga, cerca al Cambo (648-105). Los aluviales se presentan a lo largo de los ríos Guamote y Cebadas.

INTRUSIVOS

En el sector Punín-Licto-Pungalá se observan afloramientos de rocas intrusivas granitoides. Los de mayores dimensiones son los de San Antonio de Guacñag (650-055) y Pungalá (680-003). Estos presentan una estructura maciza de grano grueso con textura hipidiomórfica granular; están compuestos por ortoclasa, albita, oligoclasa-andesina, conjuntamente con láminas resquebrajadas de biotita y anfíbol, y circón y magnetita como accesorios. Todos los afloramientos pertenecen al mismo intrusivo que por sus dimensiones constituiría un batolito. Este cuerpo granitoide se encuentra cubierto por lavas de los Volcánicos Sicalpa y Volcánicos del Altar.

GEOMORFOLOGÍA

En la parte central se aprecia una planicie en la que el sistema hidrográfico ha producido una profunda erosión vertical. Los sistemas hidrográficos tienen la forma en V, por efecto de una activa erosión en profundidad, superior a la lateral que ha dado origen a cañones en medio de rocas magmáticas, metamórficas y sedimentarias, lo cual indica que la zona ha sido afectada por levantamientos verticales importantes.

ESTRUCTURA

La parte occidental de la zona, constituida por las Formaciones Macuchi y Yunguilla, se encuentra fallada, fracturada y plegada, con buzamientos predominantemente fuertes y un rumbo norte-sur. En el valle de Pallatanga se encuentra una falla grande, una de las principales del país. Desde Bucay (Hoja de Bucay (51)) en el Sur esta falla sigue con rumbo NE o NNE hasta Sicalpa-Cajabamba al Norte de esta Hoja; posiblemente continúe al Norte debajo de los centros volcánicos pliocénicos de Igualata y Huisla (Hoja de Chimborazo (69)); probablemente une las fallas del Golfo de Guayaquil con la zona de fallamiento controlando el Valle Interandino al Norte de Riobamba. Al Noroeste y Sureste se encuentran otras fallas con el mismo rumbo. Las fallas con dirección general Norte-Sur son también importante, pero se presentan otras transversales con dirección Este-Oeste. Otra serie de fallas, con orientación no definida se encuentra en la parte suroriental en el sector aflorante de las rocas metamórficas. La parte de la zona representada por rocas volcánicas cuaternarias no presenta tectonismo visible, el recubrimiento de tobas y cangaguas que impide su determinación.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Cretáceo Superior se depositaron las andesitas y volcanoclásticos de la Fm. Macuchi por un arco volcánico marino; seguida por la deposición de los sedimentos marinos, tipo flysch (Fm. Yunguilla), en el Maestrichtiano-Paleoceno, estas dos secuencias fueron plegadas, y al Este metamorfizadas (Serie Paute), durante la Orogenia Laramídica; ésta levantó la cadena de los Andes. En la zona oriental fue intruido un batolito, cubierto en su mayor parte por rocas más jóvenes. En el Paleógeno se depositaron sedimentos (Fm. Yaruquíes) y volcánicos (Fm. Alausí) continentales, en el Plioceno se arrojaron aglomerados y lavas (Fm. Pisayambo), tobas y aglomerados (Volcánicos Sicalpa). El fallamiento y levantamiento de la Orogenia Andina fue seguido por la erupción en el Pleistoceno de grandes estratovolcanes como Altar al Este y Chimborazo al Norte, con deposición de lavas y piroclastos (Volcánicos del Altar), de material laharítico (Fm. Riobamba), de varios depósitos de piroclastos (Volcánicos Guaranda), de sedimentos tobáceos (Fm. Palmira) y, en el Pleistoceno Superior, de las lavas y rocas piroclásticas de la Fm. Tarqui, que yace discordante a las otras formaciones. Se encuentran también zonas cubiertas por depósitos glaciales (Pleistoceno), por cangagua (Cuaternario) y depósitos superficiales (Holoceno).

GEOLOGÍA ECONÓMICA

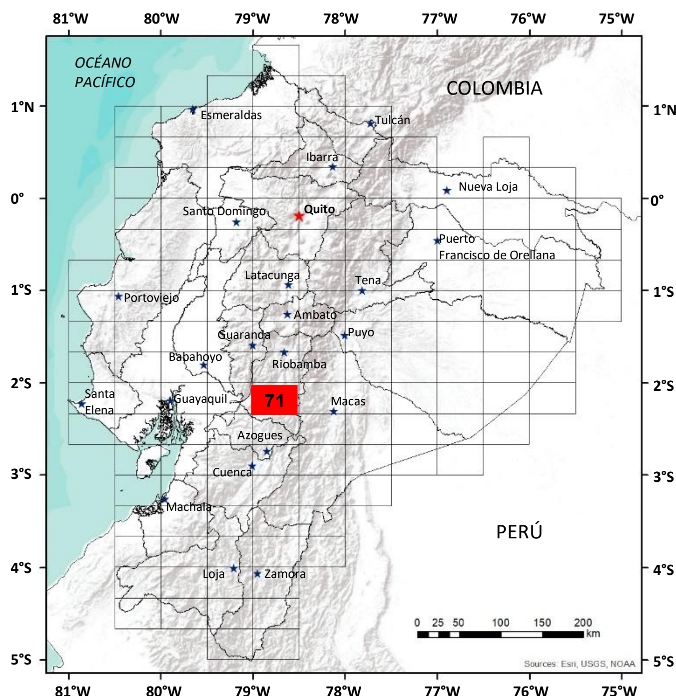
El área de Riobamba no presenta minerales metálicos, pero si materiales de construcción principalmente piedra para fundamentos, adoquines, ripio y arenas, pues pertenecen al volcanismo cuaternario. La Formación Yunguilla presenta estratos de caliza de baja pureza y en cantidades pequeñas que no hacen posible su industrialización. Cerca de Guamote (548-855) se encuentran aguas subterráneas simples. Los análisis de las muestras geoquímicas tomadas en la zona no presentan anomalías metálicas.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. (1973) Guide to the geology of the Cuenca Basin. Ecuadorian Geol. and Geophys. Soc., Quito.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International Vol V., Fasc. 5a 2 Ecuador (2a Edición). Centre National de la Recherche Scientifique, París.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador. Datos anteriores y nuevos. IFP y SNGM, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-71
ALAUSÍ (1975)

INTRODUCCIÓN

La zona de Alausí se encuentra ocupando la parte central de la Sierra ecuatoriana. Las dos Cordilleras, Occidental y Real, la atraviesan de Norte a Sur formando entre ellas el callejón andino de Palmira. El terreno es montañoso, con elevaciones que varían entre 1000m y 4600m.s.n.m., encontrándose las mayores alturas en la parte oriental de la zona. El drenaje se dirige hacia el Occidente y hacia el Norte; cruza éste y continúa luego al Oriente. El clima es muy variado de acuerdo con la altura; sin embargo, en la parte central el verano se prolonga de abril a septiembre. Existen caminos carrozables de primer orden como la Panamericana y la vía Pallatanga, pocos de segundo orden y algunos de verano. En la parte oriental sólo existen caminos para acémilas. Las poblaciones principales se encuentran en la parte occidental de la zona.

GEOLOGÍA

En la Hoja Alausí se presentan fundamentalmente rocas volcánicas que ocupan la mayor superficie, luego rocas metamórficas en la parte central. Existen también stocks granitoides.

Formación Piñón (K) (Cretáceo): Las rocas de la Formación Piñón se encuentran representadas por las características rocas andesíticas verdes homogéneas y masivas en lo fundamental y con presencia, en ciertos sitios de interestratificaciones de tobas, areniscas y lutitas. Entre las andesitas se pueden distinguir: andesitas básicas de textura ígnea con material afanítico, andesitas porfiríticas con fenocristales máficos de augita y diópsido, aglomerados andesíticos y brechas andesíticas, todas ellas cruzadas en muchos casos por vetillas de calcita.

Las rocas de esta formación se encuentran altamente fisuradas y con cierta estratificación y buzamiento preferente hacia el Oeste, lo cual indica el fuerte tectonismo sufrido. El espesor de las rocas de la Formación Piñón no está establecido; es de suponer tenga unos dos mil metros. Tiene un contacto interdigitado con la Formación Yunguilla.

La edad de la Piñón es incierta; sin embargo, ha sido asignada al Cretáceo época en que emergieron las lavas a través de fallas y volcanes y se depositaron en la artesa geosinclinal, para luego ser levantadas y plegadas.

Formación Yunguilla (K_7) (Cretáceo Superior): Las rocas del flysch de Multitud se hallan bien estratificadas y representadas por capas de argilitas areniscas y tobas de grano fino. Los afloramientos aparecen sumamente plegados con buzamientos de 45° a 60° NW y rumbo de 045. La composición litológica del flysch de Multitud es similar al flysch denominado Formación Yunguilla, razón por la que le hemos dado igual denominación: Formación Yunguilla. El espesor aproximado en este sector es de 2500m.

La edad del flysch de Multitud ha sido establecida por similitud, pues, en otros lugares de esta misma formación se ha encontrado fauna de la edad del Maestrichtiano (Sigal, 1968) circunstancia que ha permitido asignarle dicha edad.

Serie Paute (L) (Mesozoico): Está formada de rocas metamórficas constituidas por cuarcitas de color blanquecino, homogéneas y masivas en lo fundamental y con presencia de intercalaciones de capillas de minerales de hierro cuya potencia no sobrepasa 1cm en los sitios donde la cuarcita se presenta estratificada. Junto con las cuarcitas estratificadas se presentan también filitas y esquistos talcosos y sericíticos, a veces sumamente plegados. Las cuarcitas son de textura sacaroidal y con alineaciones de grano fino; están constituidas esencialmente de cuarzo con feldespato y esporádicas laminillas de sericita con mineral accesorio de limolita. En muchos sitios el metamórfico se presenta en afloramientos aislados a diferentes alturas, posiblemente como consecuencia del levantamiento por bloques. Gran parte de la Serie Paute se encuentra cubierta de cangaguas. La Serie tiene un rumbo de foliación NNE. Su potencia es desconocida.

Al metamórfico de la zona de Alausí lo hemos denominado Paute por tener las mismas características fundamentales de la Serie Paute (Prov. del Azuay). La Serie metamórfica está constituida por rocas del Mesozoico, que fueron metamorfizadas durante la Orogenia Laramídica (Bristow, 1973). Hay un contacto gradacional con la Formación Piñón.

Formación Alausí (Pg) (Paleógeno): Las rocas de esta formación consisten, casi exclusivamente, en lavas volcánicas intermedias y ácidas, compactas y densas, de coloraciones gris obscura, clara y blanca. Petrográficamente se encuentran representadas por andesitas, andesitas piroxénicas, andesitas hornbléndicas, porfiríticas y riolitas; existen, además, aunque en menor escala, tobas riolíticas y aglomerados andesíticos. Las andesitas en general presentan cierto fisuramiento y en muchos casos fisuramiento paralelo, dando la impresión de estratificación con inclinación hacia el occidente; las riolitas aparecen cargadas de fenocristales máficos. La Formación en gran parte se halla alterada por emanaciones hidrotermales que han originado la presencia de azufre y geyserita con mayor concentración de azufre en forma cristalina y amorfa en el sector de Shucos (417-616). La potencia de esta Formación sobrepasa los 1500m.

La Formación Alausí ha sido considerada como perteneciente al Paleógeno (Terciario Inferior), por las rocas que la constituyen se encuentra subyacente a la Formación Tarqui, suprayacente a la Serie Paute y la Formación Piñón de la que se distingue, incluso, por características mecánicas como cohesión, dureza y menor fisuramiento.

Formación Palmira (PP) (Pleistoceno): La Formación Palmira se encuentra situada en la zona de la población Palmira, motivo por el cual se ha denominado con ese nombre. La Formación parece corresponder a una facies toba diatomítica ocurrida en la zona marginal de algún centro volcánico y se halla representada predominantemente por diatomitas y areniscas tobáceas que se encuentran alternando. Las diatomitas son de color blanco y varían en potencia de 10cm a 1.50m. Las areniscas tienen una potencia en capas de 4 a 15cm. En los extremos de la cuenca la presencia de diatomitas disminuye y aumenta la calidad de areniscas estratificadas. Los estratos tienen buzamientos que fluctúan hasta los 40° y 50° SW. Entre los estratos se ha podido establecer la presencia de macrofauna bastante alterada, así como también de flora no determinada. Su espesor es de 1200m.

Formación Tarqui (PT) (Pleistoceno): Las rocas de esta Formación son fundamentalmente piroclásticas: aglomerados, aglomerados tobáceos y tobas de composición intermedia y ácida. La Formación se presenta estratificada especialmente en la zona de Achupallas donde la estratificación es casi horizontal. Está superpuesta a la Serie Paute en la parte oriental y en la parte central sobre el volcanismo terciario. Su potencia no sobrepasa los 500m.

La toba andesítica tiene una textura microporfirítica y está constituida por microfenocristales de feldespato y pedazos de roca volcánica, localizados en una matriz de grano muy fino, formado de feldespato, laminillas de biotita y anfíbol fuertemente alteradas. Entre los minerales se encuentra la magnetita como mineral accesorio. El aglomerado constituido por pedazos de dacita es de textura porfirítica y constituida por fenocristales de cuarzo, feldespato y pedazos redondeados de rocas volcánicas más antiguas compuestas de cuarzo, feldespato y magnetita. Como mineral accesorio se observa óxido de hierro.

Tanto por la composición petrográfica como por la estratificación horizontal no alterada, se considera a esta Formación como perteneciente a una última fase volcánica probablemente de tipo ignimbrita, ocurrida el Pleistoceno.

Cangagua (Hc) (Holoceno): La Cangagua constituye la última fase del volcanismo cuaternario (toba-terrígena) representado por un sedimento fino parecido al loess de color negruzco o gris amarillo. Petrográficamente constituye una toba terrosa asentada sobre una gran extensión y concordante con la topografía del terreno variando un espesor de 1 a 30m. La cangagua es bastante resistente a la compresión, pero sumamente débil a la erosión mecánica de las aguas y también a la acción del viento. La acción eólica actúa en forma acentuada en la zona de Palmira donde se puede observar diferentes figuras de meteorización y deflación de la cangagua y en dirección NE-SW. En sitios donde la presencia de material de tipo cangagua es exclusiva, la potencia posiblemente sobrepasa los 100m.

Depósitos Superficiales: Los depósitos aluviales se encuentran limitados a los valles de los ríos. Existen terrazas aluviales en la parte occidental y central-sur. Por sus magnitudes, los de mayor importancia son: el de Pallatanga con una longitud de 8km por 1km de ancho, el de Río Blanco y Quebrada Chalhuaicu y los del Río Guasuntos-Zula. Todas estas planicies son utilizadas en la actualidad para cultivos o pastizales.

En el sector de Osogochi, Atillo y Zula se observa la presencia de morrenas, depósitos fluvio-glaciales y tilitas, producto de las glaciaciones pleistocénicas. Las nieves y los hielos en la actualidad tienen una importancia activa en la zona.

La cuenca sedimentaria de Palmira en su mayor parte se encuentra cubierta de arenas negras, las mismas que se presentan en forma de barjanes.

Hay en la zona una serie de derrumbes, hundimientos y deslizamientos del terreno, ubicados principalmente a lo largo de los ríos que corren profundamente por la zona (Alausí, Guasuntos, Chanchán) y en terrenos constituidos por rocas piroclásticas.

INTRUSIVOS

En la zona se presentan algunos intrusivos granitoides. Al Norte de Multitud, intruyendo la Formación Piñón en el contacto con la Formación Yunguilla, se presenta un intrusivo granodiorítico, muy alterado y cubierto en gran parte por abundante vegetación; el intrusivo de Alpachaca (295-605), constituido por tonalitas porfiríticas profundamente alteradas y que intruyen la Formación Piñón; el intrusivo de Puñay (270-426), localizado en la falda oriental del Cerro Puñay y constituido por microdioritas con un metamorfismo muy incipiente; el intrusivo de Magtayán (725-520), constituido por tonalita bastante ácida por la presencia de cuarzo, se halla totalmente recubierto por la Formación Tarqui y se encuentra intruyendo la Serie Paute.

Es de suponer que los intrusivos de la parte occidental de la zona, Pallatanga, Alpachaca y Puñay, pertenecen a la formación granitoide de la etapa media a batolítica del desarrollo del geosinclinal y posteriores a la Formación Piñón.

GEOMORFOLOGÍA

El área de la zona, por la forma erosional característica de los ríos de la parte oriental y occidental, puede dividirse en dos sectores: el uno, oriental, por encima de los 3000m con una altiplanicie fluvio-glacial a través de la cual corre el Río Atillo y Osogochi aquel formando meandros y con sección en U y amplio fondo; el otro, occidental, por debajo de los 3000m, de topografía abrupta y con ríos angostos y profundos que corren por cañones (Alausí, Guasuntos y Chanchán), con corte transversal en forma de V, lo cual indica una activa erosión en profundidad, superior a la lateral. Este tipo de cortes surgen en condiciones de levantamiento continuo de la región.

TECTÓNICA

Las Formaciones cuaternarias posiblemente se encuentran recubriendo en la zona las fallas, fracturas y plegamientos existentes; sin embargo, en los sitios descubiertos al Sureste se puede observar la presencia de fallas, fracturas y algunos plegamientos.

En las rocas metamórficas, las fallas principales tienen una dirección NNE. En la Formación Tarqui de la parte oriental existen fallas y fracturas de gran longitud, también con una dirección NNE, y otras, en menor escala, con dirección perpendicular. Fallas y fracturas de segundo orden, en una dirección E-W, se presentan en el intrusivo de Pallatanga.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

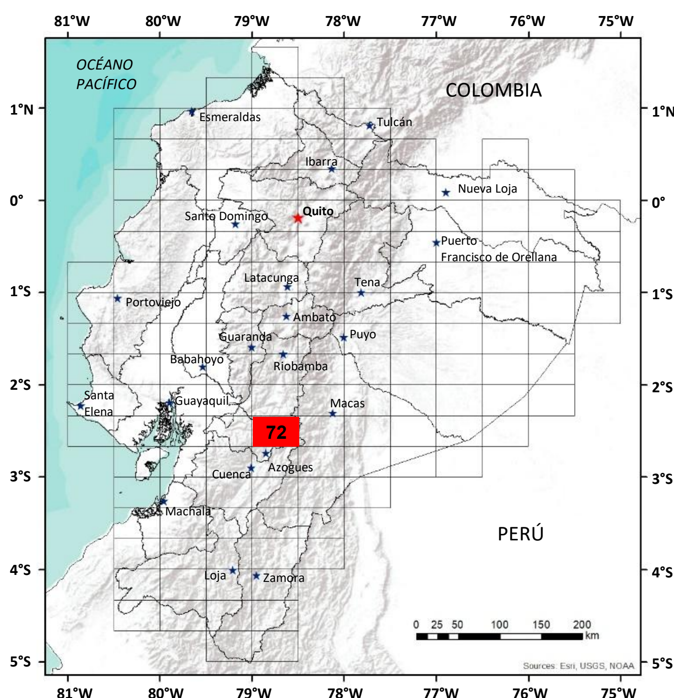
En la actualidad se explota **azufre** en las minas de Shucos. El mineral se encuentra en forma cristalina entre las rocas riolíticas y en estado amorfo en las andesitas. La producción en el año 1971 fue 1188 toneladas de azufre fino. Cerca del caserío Totoras (594-502) existe un gran afloramiento de TRAVERTINO de color blanco y cristalino principalmente y en ciertos sitios de color verdoso con franjas de impurezas. En la actualidad se explota en pequeñas cantidades para la construcción. Alrededor de Palmira se presenta una gran cuenca sedimentaria formada principalmente de **diatomita**. En esta misma área se encuentran grandes acumulaciones de arenas negras (eólica): las mismas que, después de análisis mecánicos y químicos cualitativos, han demostrado estar constituidas por **magnetita** y **titanio**. Cerca de Sibambe en el sitio (373-567), existen afloramientos de arcillas carbonosas que en general no presentan mayor interés. En El Carmen (313-617) se estableció la presencia de aguas termales sulfurosas, pero las emanaciones no son de mayor consideración. Igual tipo de aguas se encontró en Huigra (242-468) y Santiago (241-703). La zona dispone de suficiente agua para su abastecimiento.

De las muestras geoquímicas tácticas realizadas las que presentaron cierto interés fueron las localizadas en los sitios de Alpachaca y Achupallas (463-479). Los dos lugares son de relativo interés por la presencia de cobre y se encuentran en ambientes diferentes.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. (1973) Guide to the geology of the Cuenca Basin. Ecuadorian geol. and geophysics. Soc.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Misión del Instituto Francés del Petróleo, Servicio Nacional de Geología y Minería.



HOJA GEOLÓGICA-72
CAÑAR (1975)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Cañar se ubica en el centro de los Andes ecuatorianos. La topografía varía de 1280m a 4640 m.s.n.m. y la división hidrográfica entre el Atlántico y Pacífico cruza la Hoja. La población está concentrada en la parte suroccidental, alrededor de Cañar. Una parte pavimentada de la carretera Panamericana cruza la parte occidental de la Hoja.

GEOLOGÍA

Formación Piñón (K) (Cretáceo): La litología de la Formación Piñón es andesita porfídica verde o gris, o toba andesítica, aunque una muestra expuesta en el camino nuevo (240-214) a Gualleturo es de toba dacítica, de grano medio a grueso.

Formación Yunguilla (K_7) (Cretáceo Superior (Maestrichtiano)): La base de la Formación es interdigitacional con la Formación Piñón. La mayor parte de la Formación está compuesta de argilitas negras bien estratificadas. Dentro de las argilitas se encuentran areniscas y areniscas tobáceas. No hay rumbo o buzamiento constante, aunque si un buzamiento general al Oeste. El espesor probablemente pasa de los 2000m.

En comparación con el área de Cuenca se asigna a esta Formación una edad maestrichtiana (Sigal, 1968; Bristow, 1973).

Formación Ingapirca (K_7) (?Maestrichtiano): Al Oeste de la Formación Yunguilla hay una secuencia de areniscas cuarzosas gris-oscuras con argilitas delgadas interestratificadas, para la cual se propone el nombre de Formación Ingapirca, nominación tomada del pueblo del mismo nombre (363-188), unos 3km al Oeste. Las Formaciones Ingapirca y Yunguilla tienen un contacto interdigitacional que está bien expuesta en la quebrada (443-230) al Norte de El Tablón. El espesor de la Formación probablemente pasa de 1000m.

Se deduce una edad maestrichtiana.

Serie Paute (L) (Laramídica): En esta serie se consideró una división superior, Metavolcánicos San Francisco, la equivalente de la Piñón metamorfizada, y una división inferior, Esquistos El Pan (Bristow, 1973), pero ahora parece que los Esquistos El Pan son sedimentos Yunguilla metamorfizados que suprayacen los Metavolcánicos San Francisco.

En la parte central de la Hoja parece ser una transición hacia el Este de la Formación Yunguilla en los Metavolcánicos San Francisco que están expuestos en el centro de un anticlinorio con inmersión al Norte. Los Esquistos El Pan, expuestos en el flanco Este del anticlinorio, representan los sedimentos metamorfizados de la Yunguilla, y las cuarcitas expuestas más al Este, en la región de la granodiorita de Amaluza, son posiblemente equivalentes de la Formación Ingapirca en el Oeste.

Generalmente el grado de metamorfismo está en la facies esquistos verdes, aunque en una zona de 2km, de ancho (610-082;628-080), unos 6km, al Este de Taday, hay gneises biotíticos y anfibolitas. El metamorfismo de contacto por la granodiorita de Amaluza en la zona de las cuarcitas ha producido gneises y anfibolitas.

Formación Alausí (Pg) (?Paleógeno): Se ha dado este nombre a una secuencia gruesa de andesitas, riolitas y en proporción menor, de tobas riolíticas que se presenta al Norte del área de Alausí. Se cree que el espesor pasa de 1200m.

Se piensa que es de edad paleogénica por que la Formación ocupa el intervalo entre la Formación Ingapirca (Maestrichtiano) y la Formación Biblián Mioceno. Es posiblemente equivalente de la Formación Saraguro (?Eoceno), más al Sur, en la Sierra.

Formación Biblián (Ml) (Mioceno): Una fosa tectónica pequeña, 3km al Sur de Ingapirca, contiene una secuencia de arcillas arenosas rojas y grises, arenas gruesas y conglomerados. Más al Este (490-130), al Norte de Pilzhum, hay una secuencia bien estratificada de arcillas arenosas y limosas rojas, areniscas, areniscas tobáceas y aglomerado. Ambas ocurrencias son parecidas a la Formación Biblián. La Formación parece tener un espesor mayor de 1500m.

Formación Loyola (M_2) (Mioceno): Dentro de la misma fosa tectónica en Ingapirca se encuentran lutitas gris obscuras a negras que meteorizan café o amarillo. En un sitio (367-159) se encontró una lumaquela compuesta casi enteramente de *Doryssa bibliana* (Marshall y Bowles). El espesor es desconocido, pero probablemente de cerca de 400m.

Formación Mangán (M_4) (Mioceno): Es la Formación más extensa de los sedimentos del Terciario en el área de Cuenca. Las vetas de carbón de la parte principal de la Cuenca de Cuenca están ausentes en esta Hoja y la Formación está compuesta principalmente de areniscas gruesas y conglomerados. Se encuentran cantidades menores de arcillas limosas rojas y arcillas fosilíferas grises. En el área (357-093) al Sur de Moloboc Grande, los conglomerados incluyen un gran número de guijarros de la argilita Yunguilla. Parece tener un espesor por lo menos de 1500m en el afloramiento.

En el puente sobre el Río Cañar (364-161) hay una secuencia bien estratificada de asperones gruesos capas de guijarros, areniscas calcáreas, arenas arcillosas finas oscuras, y lumaquelas compuestas casi enteramente de un gasterópodo muy similar a *Aylacostoma sigmachilus* (Pilsbry y Olsson). El *A. sigmachilus* es conocido de la Formación Mugrosa del Oligoceno de Colombia (Parodiz, 1969).

Se le asigna una edad miocénica a la Formación Mangán (Bristow, 1973).

Formación Santa Rosa (Pl) (?Plioceno): Hay solamente un afloramiento pequeño de esta Formación en la parte suroccidental de la Hoja. Los afloramientos son pobres, pero muestran arcillas rojas bloquedas, areniscas gruesas y capas de guijarros. El espesor en esta área es desconocido, pero es probablemente de 200-300m.

Se piensa que la edad de la Formación es pliocénica (Bristow, 1973).

Formación Turi (PTu) (Pleistoceno): La Formación Turi muestra un cambio de facies a lo largo del rumbo; alrededor de Cuenca la Formación está compuesta únicamente de sedimentos, mientras en la Hoja Cañar las rocas volcánicas están presentes dentro de una secuencia bien estratificada y llega a ser más importante hacia el Norte. En el Sur, alrededor de Sumillano (320-075), los afloramientos consisten en una secuencia bien estratificada de conglomerados, limos, arenas arcillosas y areniscas. Los mejores afloramientos de tobas arenosas bien estratificadas, arenas tobáceas y aglomerados, conglomerados, limos, y arcillas se encuentran en una parte del camino al Este de Honorato Vásquez (323-177) y a lo largo de la línea férrea en el valle del Río Cañar (348-183; 314-212). Las areniscas y tobas son característicamente de color verde. A lo largo del valle de Cañar y al Este de Tambo se han notado buzamientos de más de 60°. Al Este de Tambo las areniscas forman buzamientos inclinados muy prominentes orientados al Oeste. Parece tener un aumento general en el espesor hacia el Norte. En el área de Cuenca el espesor máximo es de cerca de 100m, mientras en el área de Tambo es sobre los 1200m.

Se presume que la edad de la Formación es pleistocénica temprana.

Formación Tarqui (PT) (Pleistoceno): La Formación Tarqui aflora extensamente en la parte norte central del mapa. Los piroclásticos dominan la secuencia y están bien expuestos, por ejemplo, en el área Norte de Yuracpungu (425-290). Las lavas se encuentran localmente y son por lo general delgadas, aunque un flujo grueso (404-388) muestra diaclasamiento columnar bien desarrollado. En la Quebrada Shilug (373-100; 371-075) hay una secuencia variable de andesitas porfiríticas, riolitas porfiríticas cuarzosas y tobas riolíticas. En el sitio (373-081) hay muchos guijarros de la Yunguilla incluidos dentro de aglomerado.

La Tarqui presenta una litología diferente al Norte de Shoray (600-160) y en el área de Cochapamba (392-225). En Shoray aflora dacita porfirítica blanca o gris. Cristales biotíticos de más de 3mm de diámetro, cuarzo de más de 2mm y feldespatos descompuestos se hallan en una matriz gris de grano fino. En la sección meteorizada la roca se parece a un granito meteorizado. En el área de Cochapamba la litología es similar, pero capas bien definidas con un buzamiento fuerte hacia el Este de cerca de 45° forman un risco prominente. En general la Tarqui es virtualmente horizontal. El espesor máximo parece ser de por lo menos 1200m.

Dataciones radiométricas de 24900 y 34300 años antes del presente, del Pleistoceno Superior, han sido obtenidas en muestras de la base de la Formación (ver Hoja Azogues 1:50000 (73 NW)).

Tilita (gt) (Pleistoceno y Holoceno): Las tilitas se encuentran en casi todos los valles en la parte Norte y Oeste de la Hoja donde forman terrenos pobremente drenados, característicamente ondulados en el piso de los valles en forma de U. Son comunes y prominentes las morrenas laterales y mediales. En el área de Cañar-Tambo varios glaciares parecen haberse unido. Es probable que estos glaciares estuvieron al límite de su extensión y derretidos in situ, depositaron una gran cantidad de tilita inestable. El agua de deshielo es probablemente la causante del corte del cañón Cañar.

Terrazas (t) (Pleistoceno y Holoceno): Solamente pequeños residuos dispersos están preservados en el área. Estos, a lo largo de los ríos, al Este de Cañar, se hallan probablemente relacionados con la depresión Cañar, glacialmente tapada.

Depósitos aluviales (Pleistoceno y Holoceno): La mayoría de los depósitos pequeños de aluvión se encuentran a lo largo de los ríos, tal como el valle del Río Huairapungu, o en lagos glaciales rellenados. Los depósitos de Cocha Huma (440-110), Rodeo Chico (450-140), Quebrada Masarcocha (450-170) y Quebrada Ñañal (450-190) representan lagos rellenados que probablemente se originaron por el basculamiento de los terrenos hacia el Este, al Este de la Falla Huairapungu.

Depósitos coluviales (c) (Pleistoceno y Holoceno): Los coluviales se encuentran como depósitos irregulares dispersos en las desembocaduras de los valles o al pie de las superficies escarpadas. En algunos sitios, por ejemplo, a lo largo del valle Huairapungu, varios depósitos se han unido para formar una terraza. En el valle del Río Mazar (580-210) el material depositado ha desviado el curso del río.

Derrumbes: Los principales derrumbes están asociados con las tilitas inestables en la depresión Cañar. Muchas de las tilitas parecen estar en movimiento lento, continuo de tipo reptación, pero solamente los derrumbes más considerables han sido delineados en el mapa.

INTRUSIVOS

La granodiorita de Amaluza (710-110) es la única intrusión mapeada en la Hoja Cañar. La granodiorita es de grano medio con cristales de cuarzo, biotita y feldespato visible en especímenes manuales. En láminas delgadas se observan cristales anhedrales de albita-andesina, plagioclasa zonada, cuarzo y lámina de biotita y anfíbol. Una edad radiométrica de 47 millones de años se obtuvo de una muestra (704-128) de este cuerpo.

ESTRUCTURA

La estructura dentro de la Hoja ha resultado principalmente de las orogenias Laramídica y Andina, aunque movimientos tectónicos del Pleistoceno también han afectado el área.

La dirección estructural dominante es N-S, o NNE-SSW. Ésta se originó durante la Orogenia Laramídica y ha influenciado todos los movimientos subsecuentes. Durante esta Orogenia se formó la Serie Paute, fue emplazada la granodiorita de Amaluza y se formó el anticlinorio Pindilig-Gualaceo. No se puede atribuir directamente fallas mayores a este periodo. Movimientos adicionales tuvieron lugar probablemente al final del Paleógeno con el establecimiento de la Cuenca de Cuenca, alineada N-S. El lado Oeste de la Cuenca está ahora limitado por fallas, al igual que la parte Norte del lado Este. Sin embargo, dentro de la Hoja Azogues, las formaciones inferiores del Mioceno descansan en discordancia sobre la Formación Yunguilla en el lado Este de la Cuenca creyéndose que ésta se originó como una depresión intermontañosa. Sus límites han sido subsecuentemente modificados por la Orogenia Andina. Durante esta orogenia tuvieron lugar los plegamientos al Sur, pero, dentro de esta Hoja, el fallamiento es la estructura dominante y se atribuye a esta edad la mayoría de las fallas. El plegamiento y fallamiento pleistocénico es evidente por los buzamientos fuertes (50°) del área de Tambo dentro de la Formación Turi, normalmente horizontal, y por fallas que afectan las Formaciones Turi y Tarqui.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El depósito económico mejor conocido dentro de la Hoja es Pilzhum (Loma Pinllún 478-081). La mineralización en la Formación Tarqui se encuentra en vetas silicificadas de más de 10m de ancho y 150 a 500m de largo con mucha barita, pirita y otros sulfuros. Los análisis de las muestras dieron 1500 gr/ton de plata, 303 gr/ton de oro y 2% de cobre. Los minerales principales son enargita, tetraedrita, proustita, bornita, covelina y calcosina (Putzer y Schneider-Scherbina, 1959; Anon, 1960; Spindler y Herrera, 1959).

El **oro** ha sido obtenido de una veta pequeña de cuarzo (556-065) al Suroeste de Taday y también esporádicamente de lavaderos auríferos en el Río Macas (=Taday) (Spindler y Herrera, 1959).

En el área alrededor de la granodiorita de Amaluza se encontraron anomalías geoquímicas. En dos sitios (673-085 y 667-101) se obtuvieron valores de 1120 y 1180 ppm Zn (background 200), 38 ppm cada una de Mo (background 10), y 40 y 30 ppm Pb (background 10). Otras ocurrencias de Mo y Pb con un valor mayor que 4 veces el background, se indican en el mapa. Alrededor de Guarumales (778-153) fueron obtenidos valores de más de 9000ppm Pb (background 70 ppm) (Bixby, 1970). Se encontraron también anomalías no especificadas de Zn y Cu, si bien las galerías y trincheras no revelaron ninguna mineralización.

El **talco** es conocido en las rocas metamórficas del área de Taday.

De la Formación Piñón, al Noroeste de la Hoja, y de la tilita al Oeste de Cañar se explotan, en cantidades pequeñas, material para la construcción de carreteras.

BIBLIOGRAFÍA

ANONYMOUS (1960) Detailed description of mines surveyed. Overseas Min. Res. Dev. Cooperation Ass. Japan.

BIXBY G. (1970) Informe geológico final de la Concesión "Santa María" de la South American Export and Development Corp. en las provincias de Cañar, Azuay y Santiago. Ventura Minerals, Inc., Cuenca.

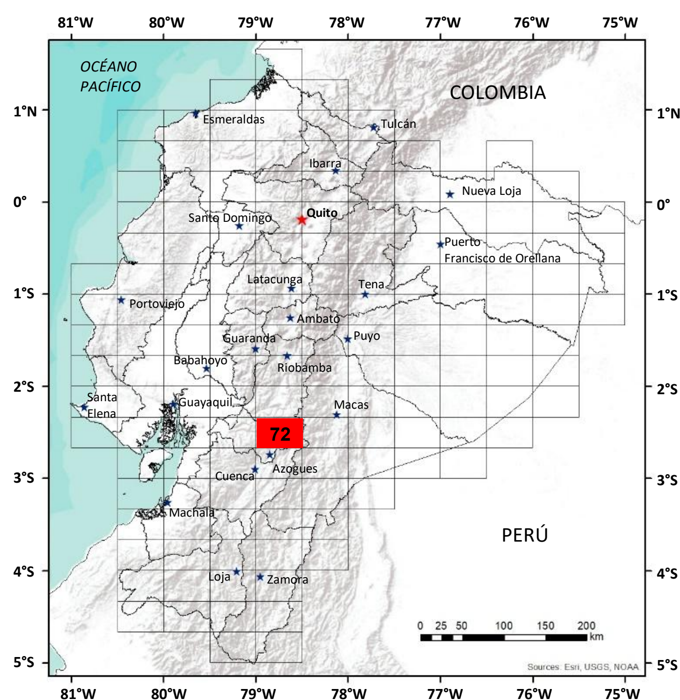
BRISTOW C. R. (1973) Guide to the geology of the Cuenca basin, southern Ecuador. Ecuadorian geol. and geophys. Soc.

PARODIZ J. J. (1969) The Tertiary Non-marine Mollusca of South America. Ann. Carnegie Mus. 40, pp. 1-242.

PUTZER H. & SCHNEIDER SCHERBINA A. (1958) Lagerstattern Untersuchungen in Ecuador. Misión Alemana de Cooperación Técnica Minera.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Misión del Inst. Francés del Petróleo Servicio Nacional de Geol. y Min.

SPINDLER J. P. y HERRERA J. I. (1959) Reconocimiento geológico del Cerro Pilzhum y de la zona Taday Pindiling (Provincia del Cañar). Misión geol. min. Franco-Ecuatoriana. Informe 7.



HOJA GEOLÓGICA-72
CAÑAR (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Cañar abarca parte de las provincias de Chimborazo, Cañar, Azuay y Morona Santiago, con una extensión aproximada de 2.051 km². El acceso se realiza mediante las vías principales Panamericana Sur, Transversal Austral y Troncal Amazónica. Las altitudes oscilan entre los 2000 y 4000 m. s. n. m., generando un relieve montañoso abrupto.

HISTORIA GEOLÓGICA

El basamento geológico del **Paleozoico** está representado por la **Formación Chigüinda (CC)**, compuesta por filitas, esquistos grafitosos y cuarcitas. Las edades U-Pb en circones detríticos se sitúan entre 318 y 358 Ma **(Carbonífero)** [1], interpretándose su depositación en un ambiente marino intracratónico.

En el **Mesozoico**, la región fue afectada por actividad volcánica y sedimentaria asociada a subducción activa. El **Jurásico** hasta el **Cretácico Inferior** está representado por la **Formación Upano (J2K1$_{U}$)**, constituida por metandesitas, esquistos verdes y filitas de edad ~137-160 Ma, vinculada a un arco magmático activo [2], [3].

La **Formación Punín (J3K1$_{P}$)** representa depósitos estuarinos antiguos integrado por cuarcitas y filitas [4], parcialmente contemporáneo con la **Formación Alao Paute (J3K1$_{Ap}$)**, integrada por metandesitas, esquistos sericíticos y pizarras, asociadas a un arco volcánico continental submarino desarrollado sobre corteza adelgazada producto de un rifting en dicha época, con edades estimadas entre 140 y 110 Ma [5], [6].

La **Formación Maguazo (J3K1$_{M}$)** está formada por metaturbiditas intercaladas con metandesitas y metatobas, y representan los depósitos de antearco de la Formación Alao Paute, mientras que, la **Formación El Pan (J3K1$_{Ep}$)** representa los depósitos de trasarco, con presencia de esquistos verdes, sericíticos y metandesitas. Este sistema volcánico, del **Jurásico Superior-Cretácico Inferior**, se correlaciona con el Complejo Quebrada Grande al sur de Colombia [7].

Durante el **Cretácico Superior**, la secuencia sedimentaria de la **Formación Yunguilla (K2$_{Y}$)**, compuesta por turbiditas con intercalaciones de areniscas tobáceas y limolitas, fueron depositadas en un ambiente submarino entre el **Cenomaniano** y el **Maastrichtiano** (97 a 70 Ma), según edades U-Pb y contenido microfósil [8]. El **Complejo Ultramáfico Tampanchi (K2$_{Tp}$)**, compuesto por gabros, piroxenitas y anfibolitas cristalizaron entre 75 y 76 Ma [9] coetáneo con la acreción del Plateau caribeño que deformó varias secuencias previamente depositadas.

En el **Cenozoico**, la región se ve cubierta por secuencias continentales y volcánicas. La **Formación Quingeo (Pc$_{EQ}$)**, constituida por arcillolitas púrpuras, conglomerados y niveles de ceniza, marca el inicio de la sedimentación continental en el **Paleoceno–Eoceno** (66–35 Ma) [8]. La **Formación Chinchín (E$_{Ch}$)**, constituida por lavas, brechas volcánicas y depósitos piroclásticos, refleja actividad volcánica durante el **Eoceno** (~42 Ma) [8].

El **Grupo Saraguro (EM$_{S}$)**, es la expresión del arco volcánico continental que se extiende desde el **Eoceno** al **Mioceno**, discriminada en varios eventos. La **Formación Chanlud (O?$_{Cd}$)**, formada por brechas andesíticas y dacíticas, se depositó en un ambiente predominantemente subaéreo, con edad relativa desconocida. La **Formación Cerro Caucay (O$_{Cc}$)** consiste en tobas de cristales riolíticas soldadas, ignimbritas y brechas riolíticas. Por su parte, la **Formación Puñay (OMPñ)** está compuesta por secuencias volcanosedimentarias débilmente estratificadas, que incluyen andesitas hornbléndicas, piroxénicas y andesitas basálticas, junto con depósitos masivos de flujo e influencia volcánica [10].

Durante el **Mioceno Medio a Superior** (15 a 10 Ma), se desarrollan las cuencas interandinas. La **Formación Biblián (M$_{B}$)**, compuesta por arcillolitas púrpuras y verdes, areniscas y conglomerados finos, se depositó entre 14.7 a 12.3 Ma [11]. La **Formación Loyola (M$_{L}$)**, depositada entre 13.9 a 11.1 Ma, está formada por lutitas intercaladas con limolitas, areniscas y conglomerados con cemento calcáreo que contiene fósiles que indican ambientes lacustres y de prodelta [8], [11]. La **Formación Mangán (M$_{M}$)**, compuesta por areniscas tobáceas y conglomerados fluviales, está datada entre 10.8 a 8.0 Ma [8], [11].

En el **Mioceno Superior**, la **Formación Turi (M$_{Tu}$)**, cubre en discordancia a los depósitos de las cuencas intramontañosas, caracterizada por conglomerados polimícticos y niveles tobáceos, que se desarrolló entre ~10 a 7 Ma.

La **Formación Cisarán (M_{Cn})**, contiene lavas andesíticas y dacíticas, brechas volcánicas y cuerpos silicificados, presenta una edad de ~6.9 Ma [10]. La **Formación Tarqui (MPL_T)**, está compuesta por tobas, aglomerados volcánicos y flujos de escombros, depositados entre ~6,8 a 5 Ma [10], [11]. Ambas formaciones son la representación del arco volcánico del **Mioceno Superior al Plioceno**.

Cuerpos intrusivos de granodiorita y rocas subvolcánicas de composición andesítica afloran en Santa Lucía, Amaluza y Río Llavircay, intruyendo a las formaciones Alao Paute, Chigüinda y El Pan.

Durante el **Cuaternario**, los depósitos superficiales incluyen **Glaciares (Q_G)**, **Fluvio Lacustres (Q_{Fl})**, **Coluviales (Q_C)**, **Avalanchas (Q_{Avl})** y **Aluviales (Q_A)**, con evidencias de actividad tectónica reciente.

La geología estructural de la región está dominada por sistemas de fallas inversas y cabalgamientos de orientación NNE–SSO, destacándose las fallas Llanganates, Baños, Ingapirca, Huayrapungo y Déleg. Asimismo, se observan estructuras de rumbo NE–SO y sistemas con orientación E–O, con componente dextral. Estas fallas afectan formaciones que abarcan desde el **Paleozoico** hasta el **Mioceno**, evidenciando la evolución compresiva del margen andino durante el **Neógeno** [12], [13].

REFERENCIAS

[1] R. SPIKINGS, A. PAUL, C. VALLEJO, AND P. REYES (2021) "Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera real, Ecuador: 40Ar/39Ar analyses and detrital zircon U/Pb geochronology," Gondwana Res., vol. 90, pp. 77–101, doi: 10.1016/j.gr.2020.10.009.

[2] R. COCHRANE ET AL. (2014) "Distinguishing between in-situ and accretionary growth of continents along active margins," Lithos, vol. 202–203, pp. 382–394, Aug, doi: 10.1016/j.lithos.2014.05.031.

[3] C. W. ROMERO ET AL. (2025) "Geochemical, petrographic, and geochronologic framework for the Salado Block of eastern Ecuador: Implications for Andean tectonics and Amazon basin evolution.," Int. Geol. Rev. 87(1).

[4] A. D. LEICA PÉREZ (2021) "Estudio lito estratigráfico y sedimentológico de la división Guamote al occidente de la cordillera real, en Ecuador," in Https://Bibdigital.Epn.Edu.Ec/Handle/15000/23621, Mar, p. 120. doi: 10.13140/RG.2.2.25872.33286.

[5] W. T. PRATT, P. DUQUE, AND M. PONCE (2005) "An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador," Tectonophysics, vol. 399, no. 1-4 SPEC. ISS., pp. 251–278, Apr, doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.025.

[6] H. CARRASCO ET AL. (2023) "Geochronological, geochemical and isotopic characterisation of the Early Cretaceous Andean margin within Ecuador: The Alao Arc," Lithos, vol. 462–463, no. April, doi: 10.1016/j. lithos.2023.107400.

[7] R. SPIKINGS ET AL. (2015) "The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma)," Gondwana Res., vol. 27, no. 1, pp. 95–139, doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004.

[8] M. STEINMANN (1997) "The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution," ETH Zurich. doi: 10.3929/ethz-a-001843356.

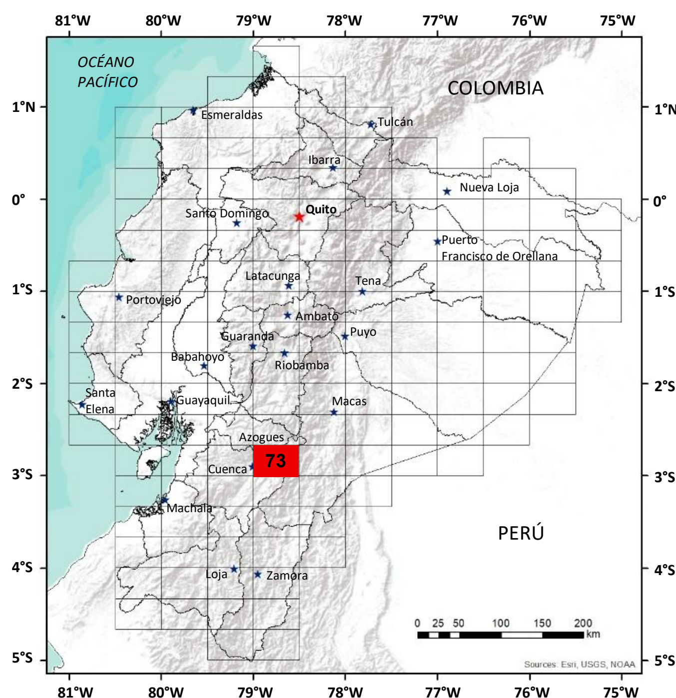
[9] F. VILLARES ET AL. (2022) "Petrogenesis of the Tampanchi Ultramafic–Mafic Complex (Ecuador): Geodynamic implications for the northwestern margin of South America during the late Cretaceous," Gondwana Res., vol. 105, pp. 514–534, May, doi: 10.1016/j.gr.2021.10.005.

[10] P. DUNKLEY AND A. GAIBOR (1997) Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 2°-3°S, BGS-CODIGEM. in Geological Information Mapping Programme. Quito, Ecuador.

[11] D. HUNGERBÜHLER ET AL. (2002) "Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador," Earth-Science Rev., vol. 57, no. 1–2, pp. 75–124, doi: 10.1016/S0012-8252(01)00071-X.

[12] M. STEINMANN, D. HUNGERBÜHLER, D. SEWARD, AND W. WINKLER (1999) "Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: A combined stratigraphy and fission-track approach," Tectonophysics, vol. 307, no. 3–4, pp. 255–276, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00100-6.

[13] S. W. GEORGE (2019) "Basin evolution, deformation, and magmatism during variable tectonic regimes in the region linking the Central and Northern Andes".



HOJA GEOLÓGICA-73
AZOGUES (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Azogues se encuentra situada en la parte meridional de los Andes ecuatorianos. Cuenca (81000 habitantes), capital de la Provincia del Azuay, es la ciudad principal y tiene comunicación con casi todo el país por vías aérea, férrea y carretera. La altura varía de 2000 a 3900m y el drenaje se dirige hacia la Cuenca Amazónica. La población está concentrada en las partes más bajas, menos escarpadas, terrenos que conforman la cuenca sedimentaria.

GEOLOGÍA

Rocas sedimentarias y volcánicas de grandes espesores, del Terciario Superior y Cuaternario ocupan la Cuenca de Cuenca; descansan sobre las rocas volcánicas continentales y sedimentarias marinas cretácicas. Al Este en la Cordillera Oriental afloran rocas metamórficas de edad paleozoica o mesozoica.

Serie Paute (PM_{ZP}) (?Paleozoico o Mesozoico): Constituyen las rocas más antiguas descubiertas dentro de la Hoja y comprende una serie de esquistos verdes, filitas negras y meta-volcánicas. Esta serie es divisible en la parte inferior (Esquistos de El Pan (PMZ_{Pq})) y en la parte superior (Meta-volcánicas de San Francisco (PMZ_{Pv})). Cada parte contiene unidades litológicas similares; los esquistos grafíticos y cuarcitas parecen estar limitados a la parte inferior. El metamorfismo es mayormente de la facies esquistos verdes. Existe hasta la actualidad la estratificación original, pero las lineaciones están desarrolladas en algunas de las superficies esquistosas. En la parte oriental hay evidencia de una serie de cuarcitas estructuralmente más complejas.

La serie presenta un rumbo más o menos N o NNE a través de la Hoja. No hay evidencia de duplicación por fallas grandes, pero los pliegues isoclinales probablemente explican el aparente espesor de más de 20000m de la secuencia metamórfica. Dataciones radiométricas de 86-90 Ma (Cretáceo Superior (Senoniano)) han sido obtenidas por el metamorfismo de las filitas dentro de las meta-volcánicas de San Francisco. La Granodiorita Amaluza que intruye las rocas de la Serie Paute dio una edad de 47 Ma. Antes se creía que las rocas de la Serie Paute posiblemente podrían ser equivalentes a los volcánicos de las Formaciones Celica (y Macuchi al Norte) y a los sedimentos de la Formación Yunguilla, donde éstos han sido metamorfizados. También es posible que las rocas metamórficas (de bajo grado) de la Serie Paute pueden ser de edad paleozoica.

Formación Celica (K_C) (Cretáceo): Únicamente una pequeña parte de esta Formación se encuentra aflorando dentro de la Hoja. Ni la base ni la superficie original pueden ser observadas. Las andesitas de la Formación Celica tienen un color verde-gris característico, con láminas masivas homogéneas de varios metros de espesor. Ocasionalmente se encuentran tobas interestratificadas. Se pueden separar los volcánicos de esta Formación de los de la Formación Macuchi por la ausencia de sedimentos marinos y característicos submarinos en las rocas de origen continental de la Formación Celica.

Formación Yunguilla (K_7) (Cretáceo Superior (Maestrichtiano)): Litológicamente hay predominancia de argilita negra, pasando a arcillas cafés obscuras o negras. La silicificación es común en varios niveles, encontrándose depósitos de caliza y concreciones carbonatadas en toda la secuencia. Areniscas y capas guijarrosas fosilíferas son observadas en varias localidades, así como lavas andesíticas. En general esta Formación se inclina hacia el occidente, pero la base no está expuesta y el tope es erosional. En el área de San Marcos parece haber un espesor de 1200m estimados en afloramientos. La micropaleontología (Sigal, 1968; Savoyat y otros, 1970) y la presencia de la amonita *Sphenodiscus peruviana* Gerth, han establecido la edad maestrichtiana de esta Formación.

Formación Biblián (M_B) (Mioceno Inferior): La Formación Biblián descansa en discordancia sobre la Formación Yunguilla. El depósito basal es de guijarro grueso, a menudo con cantos de la Formación Yunguilla. Esta litología se repite en muchos niveles dentro de arcillas limosas, arenosas finas café-rojizas y areniscas tobáceas gruesas. Aglomerados volcánicos rojos parecen formar la base local de la Formación. Se estima que más de 1000m de potencia afloran en el área de Santa Ana. Los fósiles son escasos, pero se encontraron *Sheppardiconcha bibliana* (Marshall y Bowles) y *Ecuadorea bibliana* (Marshall y Bowles) del Mioceno Inferior, aunque *E. hibliana* es conocido en Venezuela como del Oligo-Mioceno (Parodiz, 1969).

GRUPO AZOGUES

Formación Loyola (M_L) (Mioceno Inferior): El contacto de esta Formación con la Biblián subyacente en el centro de la cuenca es gradual, pero cerca del margen en el lado Este, un conglomerado basal sobrepasa la Biblián para descansar en la Formación Yunguilla. De este depósito basal se obtuvo la mayor parte de los fósiles que se han descrito anteriormente (Marshall y Bowles, 1932; Liddle y Palmer, 1941). Los fósiles del Mioceno incluyen: el ostrácodo *Cyprideis aff. howei* (Stephenson), los gasterópodos *Limnopomus (Ampullarius)* cf. *manco* (Pilsbry) y *Poteria (Pseudoaperastoma) bibliana* (Marshall y Bowles), y el bivalvo *Ecuadorea bibliana* (Parodiz, 1969). Los depósitos superiores de aproximadamente 250m de espesor, consisten casi íntegramente de lutitas grises obscuras, de color amarillo claro, meteorizadas y rojizas, con una flora variada, pero sin diagnóstico. El yeso abunda en casi todos los niveles y se observaron calizas cristalinas de 2m de largo por 50cm de espesor.

Formación Azogues (M_{Az}) (Mioceno ?Medio): Hay una interdigitación en la base con la Formación Loyola. La secuencia está predominada por areniscas tobáceas, gruesas, de color café, pero los depósitos de limolita y arcilla generalmente no tienen más de 1m de espesor. Un conglomerado basal bien desarrollado puede encontrarse donde la Formación ha propasado los subyacentes. La unión superior con la Guapán es gradacional. El espesor máximo se ha estimado en 280m. Los fósiles incluyen *Corbicula* sp., ?*Diplodon* y *Aylacostoma peyeri dickersoni* (Palmer). La ocurrencia de esta última forma eslabones de la Formación Azogues a la Loyola (Liddle y Palmer, 1941), y en vista de su base gradacional, se le considera por lo menos de edad Mioceno ?Medio.

Formación Guapán (M_G) (?Mioceno Medio): Esta Formación ha sido confundida con la Loyola por su litología similar (Erazo, 1957). Sin embargo, las capas de la Formación Guapán tienden a ser ligeramente más gruesas. En Charasol se encuentran depósitos de bentonita de más de 10m de espesor (Núñez del Arco, 1971). Tobas y areniscas tobáceas fueron observadas junto a la carretera al Sur de Charasol. Abundan las Hojas bien preservadas: un pez, cf. Moenkhausia, se encontró.

GRUPO AYANCAY

Formación Mangán (M_M) (Mioceno Superior): Los yacimientos explotables de carbón de la cuenca sedimentaria se encuentran dentro de la Formación Mangán. La unión con la Guapán no fue vista, pero donde esta Formación está ausente la unión de las Formaciones Mangán y Azogues parece ser gradacional. La litología predominante es una secuencia alternante de arenisca tobácea, café, gruesa, y lutitas limosas verdes y rojas. Lutitas finamente laminadas están asociadas con el yacimiento de carbón inferior (Washington). Son comunes las hojas fósiles, gasterópodos y bivalvos, pero de poco valor para la determinación de la edad. El ostrácodo *Cyprideis aff. howei* (Stephenson) de las capas inmediatamente sobre el yacimiento de carbón de la Washington da a la Formación una edad miocénica.

Formación Santa Rosa (Pl_R) (Plioceno): La transición de la Formación Mangán es gradacional, pero está representada por una secuencia que es más gruesa hacia arriba y con desarrollo de capas rojas. Depósitos de cantos rodados gruesos se encuentran en el área al Oeste de Nazón, presumiblemente un indicio de la proximidad del área de origen.

Formación Turi (P_{Tu}) (Pleistoceno): En la mayoría de los sitios la Formación Turi descansa con marcada discordancia sobre los depósitos antiguos, pero en algunos otros tales como el área al Oeste de Santa Rosa y Norte de Nazón, parece tener un contacto concordante con la Formación Santa Rosa. Generalmente el depósito basal de la Formación es un conglomerado que forma escarpas, sobre la que viene una sucesión de capas guijarrosas, limosas y arenosas. No se han encontrado más fósiles que madera y un mamut (Erazo, 1957).

Formación Tarqui (P_T) (Pleistoceno): En el área alrededor de Guillanshapa (238, 710) parece haber una transición de la Turi a la Tarqui. En otro sitio hay una envoltura de la Tarqui discordante con la mayor parte de las capas antiguas. Las rocas constituyentes son piroclásticas ácidas, pero ocasionalmente se observan lavas. En ciertos lugares (véase abajo) por alteración hidrotermal se ha alterado completamente la roca original o caolín. Dos dataciones de radiocarbono de 24900 ± 1200 A.P. y de 34300 ± 2000 A.P. se obtuvieron en esta Formación.

Tilita (gt) (Pleistoceno): Se encuentran tilitas de dos edades: los depósitos más jóvenes se encuentran principalmente en el área al Oeste de Nazón, y a lo largo del valle del Río Maluay, al Sur de El Valle a 2600m de altura. Al Norte y Oeste de Cuenca se encuentra una tilita más antigua.

Arcillas Varvadas (v) (Pleistoceno): Una serie de limos y limolitas finamente estratificados se observaron al Norte de Cuenca considerándolos como arcillas varvadas. Parecen estar cubiertas por un residuo delgado de terraza.

Volcánicos Llacao (Q_{Ll}) y Tobas Gualaceo (Q_G) (Cuaternario): Los volcánicos Llacao consisten predominantemente de aglomerados en una matriz de vidrio blanco desvitrificado, pero también se encontraron tobas blancas y estratificadas que son notoriamente inestables.

Alrededor de Gualaceo se encuentra una secuencia sedimentaria tobácea bien estratificada, con horadamientos orgánicos ocasionalmente rellenados. Son vistos como depósitos en agua equivalentes a los Volcánicos Llacao y aquí se llaman Tobas de Gualaceo.

Terrazas (1-5) (Cuaternario): Se reconocieron cinco niveles de terrazas principales alrededor de Cuenca. Se componen característicamente de depósitos gruesos derivados de corrientes que provienen del flanco Este de la Cordillera Occidental.

Travertino (Tv) (Holoceno): El afloramiento más grande se encuentra alrededor de Guapán, el cual provee de caliza a la fábrica de Cemento Guapán. Se cree que el travertino tiene su origen en la Formación Yunguilla calcárea. El travertino que se encuentra en formación contiene moluscos y residuos humanos recientes.

Depósitos Coluviales (c) (Holoceno): Muchos de los valles tienen sus laderas cubiertas con una capa de material coluvial. Este material quizás se originó como talus durante el Pleistoceno tardío, pero su formación continúa hasta ahora.

Depósitos Aluviales (Holoceno): Se encuentra en la mayoría de los valles amplios y en general consiste de estratos gredosos suprayacentes a un depósito de roca gruesa. Las corrientes que cruzan los afloramientos de Volcánicos Llacao depositan mucha arena.

Derrumbes: Los extensos derrumbes en Paccha, Solado y Biblián están en continuo movimiento. Su apariencia característica de terrenos ondulados, agrietados y la formación de lagos temporales permite que sean identificados fácilmente, en especial en fotografías aéreas.

INTRUSIVOS

Pallatanga y El Tambo son los únicos cuerpos ígneos definitivamente intrusivos. Son granodioritas de grano grueso introducidas dentro de los Esquistos de El Pan. En la Granodiorita de Amaluza, al Norte de la Hoja se obtuvo una datación de 47 Ma.

Otros cuerpos ígneos en la Formación Tarqui y en los meta-volcánicos San Francisco se consideran ahora como extrusivos.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La mineralización en el área es esporádica y se encuentra localizada en las Formaciones Celica y Tarqui, y en la Serie Paute. Esto incluye un prospecto de plata cerca de San Bartolomé (Goossens, 1969) y de molibdeno cerca de San Miguel (Huss y Skovor, 1971).

Una investigación detallada de **carbón** hecha por las Naciones Unidas (1969a) en la Formación Mangán demostró que los mantos de carbón (Sub-bituminosos grado C) son “lenticulares, fracturados, fallados y por tanto de corrida parte impronosticable”. Otros factores desfavorables motivaron al cierre de la última mina grande (San Luis) en 1987. En Guapán se trabaja con travertino a gran escala para cemento y fertilizantes. En Leonán, y cerca de Chuchún y de Huintul se aprovecha el caolín (Naciones Unidas, 1969b). En Charasol se investigó un depósito **bentonítico** en donde se estiman reservas de 500000 toneladas métricas (Núñez del Arco, 1971). En la Formación Mangán también se ha observado bentonita. La arena se deriva principalmente de los Volcánicos Llacao; se encuentran unas pocas fábricas de ladrillos que usan la matriz antigua de tilita. El **yeso** se encuentra en casi todos los niveles de la Formación Loyola.

REFERENCIAS

ERAZO M. T. (1957) Apuntes sobre la geología y estructura del Valle de Cuenca. Ann. Univ. Cuenca 13, N°1.

GOOSSENS P. J. (1969) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals. Technical Report. San Bartolomé silver prospect. Azuay Province (Operation N° 5). Un. Nat. Dev. Prog.

HUSS F. & SKOVOR V. (1971) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals. Geochemical, Geological and Geophysical investigations near San Miguel (Azogues) (Operation N°5). Cañar Province. Un. Nat. Dev. Prog.

LIDDLE R. A. & PALMER K. V. M. (1941) The Geology and Paleontology of the Cuenca-Azogues-Biblián region, Province of Cañar and Azuay, Ecuador. Am. Bull. Paleo. 26.

MARSHAL W. B. & BOWLES E. A. (1932) New fossil fresh-water mollusks from Ecuador. Proc. U.S. Nat. Hist. Mus. 82 N°2946, art 5.

NÚÑEZ DEL ARCO E (1971) Yacimiento de Bentonita de Charasol, Provincia del Cañar, Ecuador. D.G.G.M., Ecuador.

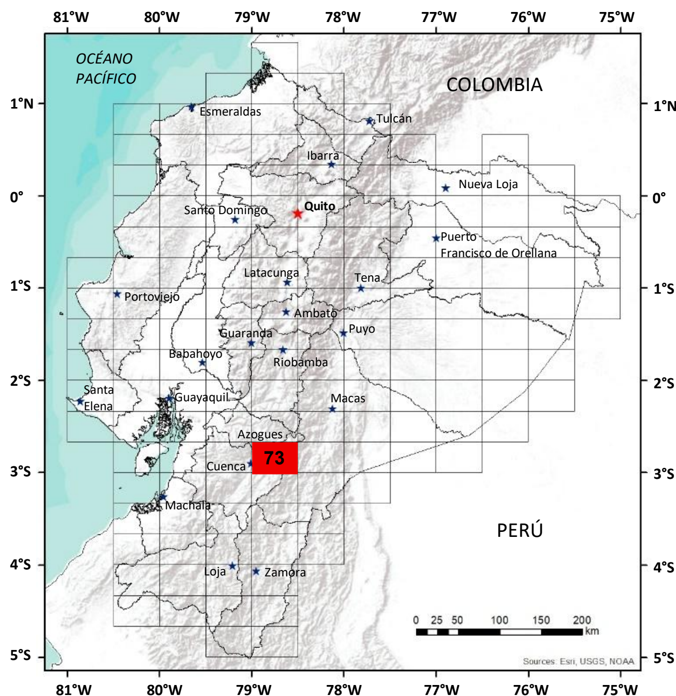
PARODIZ J. J. (1969) The Tertiary Non-marine Mollusca of South America. Ann. Carnegie Mus., 40.

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. & GUEVARA G. (1970) Formaciones sedimentarias de la Sierra Tectónica Andina en el Ecuador. IFP y SNGM.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía Micropaleontológica del Ecuador. Datos anteriores y nuevos. IFP y SNGM.

UNDP (1969a) Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals. Technical Report N°1. Coal Investigations (Operation N°1 Cuenca-Biblián and Loja). Un. Nat. Dev. Prog.

UNDP (1969b) Survey of Metallic and Non-metallic minerals. Technical Report N°3. Clays and Travertine (Operation N°3 Cuenca). Un. Nat. Dev. Prog.



HOJA GEOLÓGICA-73
AZOGUES (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Azogues se localiza en la región Sierra del Ecuador, abarcando una superficie aproximada de 2.050,6 km². Incluye parte de las provincias de Azuay, Cañar y Morona Santiago. Desde el punto de vista geomorfológico, el área abarca sectores de las cordilleras Occidental y Real y segmentos de las cuencas intramontañosas de Cuenca y Azogues. Las altitudes oscilan entre los 1600 y 3900 m.s.n.m., con relieves montañosos y ondulados, además de valles profundos y encañonados.

HISTORIA GEOLÓGICA

El basamento **Paleozoico** está representado por la **Formación Chigüinda (C_{C})**, compuesta por filitas negras, esquistos grafitosos y cuarcitas. Su edad de depositación se estima entre 318 a 358 Ma (**Carbonífero**), en un ambiente marino intracratónico [1].

En el **Mesozoico**, la subducción activa propició el desarrollo de una serie de formaciones volcánicas y sedimentarias. En el **Jurásico Superior** hasta el Cretácico Inferior, **la Formación Upano ($J2K1_{U}$)**, formada por esquistos verdes, filitas y metandesitas, presenta una edad máxima de depositación entre ~160 a 137 Ma y afinidad calco-alcalina. Se interpreta como equivalente metamorfizado de un arco continental representado por las formaciones Misahuallí y Chapiza [2].

Finalizando el Jurásico hasta el Cretácico Inferior (~140 a 110 Ma), la región fue escenario de un arco volcánico continental submarino sobre corteza adelgazada producto de un rifting en aquella época por procesos de slab-roll back [3]. Asociadas a este contexto, la **Formación Alao Paute ($J3K1_{Ap}$)**, está compuesta por metandesitas y esquistos sericíticos, representando el arco principal. La **Formación Maguazo ($J3K1_{M}$)**, con metaturbiditas y pizarras; la **Formación El Pan ($J3K1_{Ep}$)**, con filitas, esquistos grafitosos y sericíticos, que corresponden a depósitos del antearco y trasarco respectivamente [3], [4], [5].

En el **Cretácico Superior**, existió la depositación de la **Formación Yunguilla ($K2_{Y}$)**, integrada por turbiditas con intercalaciones de areniscas y limolitas silicificadas, depositadas en sistemas de abanicos submarinos entre el **Cenomaniano** y el **Maastrichtiano** (97.8 ± 6.7 Ma a ~70 Ma) [6]. Posteriormente, se produce la intrusión del **Complejo Ultramáfico Tampanchi ($K2_{Tp}$)**, compuesto por piroxenitas, gabros y anfibolitas, con edades de cristalización entre 75.1 a 76.0 Ma [7] coetáneo con la acreción del Plateau caribeño que deformó varias secuencias previamente depositadas.

Con el inicio del **Cenozoico**, las condiciones ambientales evolucionan hacia dominios continentales. La **Formación Quingeo (Pc_{EQ})**, constituida por arcillolitas púrpuras, conglomerados y niveles de ceniza, marca el inicio de la sedimentación continental en el **Paleoceno–Eoceno** (66 a 35 Ma) [6]. Sobreyace la **Formación Chinchín (E_{Ch})** representada por una secuencia de lavas andesíticas, brechas volcánicas y depósitos tobáceos, datados en 42.8 ± 3.8 Ma, asociados a una cuenca de trasarco [6].

Entre el **Eoceno Medio** y el **Mioceno Inferior**, inició la actividad del arco continental del **Grupo Saraguro (EMs)** discriminada en varios eventos. La **Formación Tomebamba ($EO?_{Tb}$)** está compuesta por flujos y tobas andesítico-dacíticas estratificadas, con una edad de 34.1 ± 1.3 Ma (**Oligoceno Inferior**). La **Formación Chanlud ($O?_{Cd}$)** está conformada por brechas de composición andesítica y dacítica, sin edad absoluta definida, y un ambiente deposicional predominantemente subaéreo. La **Formación Cerro Caucay (O_{Cc})** incluye tobas grises retrabajadas, brechas heterogéneas y productos riolíticos intensamente soldados, con una edad determinada por trazas de fisión de 27.0 ± 1.0 Ma [8].

Durante el **Mioceno**, una inversión tectónica compresiva exhumó la región, generando cuencas remanentes en las cuales se acumularon sedimentos fluviales. La **Formación Biblián (M_{B})**, formada por arcillolitas, areniscas y conglomerados finos, se depositó en sistemas fluviales entre 14.7 a 12.3 Ma (**Mioceno Inferior**) [9], [10]; sobreyacida por la **Formación Loyola (M_{L})**, de edad **Mioceno Medio a Superior** (13.9 a 11.1 Ma), la cual está compuesta por lutitas, areniscas y conglomerados calcáreos, asociada a ambientes lacustres y de prodelta. La **Formación Azogues (M_{Az})**, con lutitas, areniscas tobáceas y turbiditas, fue depositada entre 12.0 a 10.8 Ma [10]. Finalmente, se desarrolla la **Formación Mangán (M_{M})**, compuesta por areniscas tobáceas y conglomerados, con edades entre 10,8 a 8.0 Ma, representando sistemas de ríos meándricos [10].

La **Formación Turi (M_{Tu})**, integrada por conglomerados polimícticos y niveles tobáceos, se depositó entre 10.5 ± 2.2 Ma a 7.3 ± 0.1 Ma [10]. La **Formación Tarqui (MPL_T)**, es la expresión del arco volcánico al sur del Ecuador durante el **Mioceno Superior al Plioceno**, compuesta por tobas y aglomerados volcánicos, se formó entre ~6.8 a 5 Ma [10].

Las rocas subvolcánicas comprenden pórfidos andesíticos, dacíticos y riolíticos (35 a 7.6 Ma), que intruyen múltiples formaciones miocénicas [11], [12] además de cuerpos intrusivos de cuarzodiorita, monzonita y dioríticos, adicionalmente se observan **Travertinos (SQ^{Tr})**.

Durante el **Cuaternario**, se registran **Depósitos Glaciares (Q_G), Terrazas Aluviales (Q_T), Depósitos Coluviales (Q_C), Depósitos de Avalancha (Q_{Avl}) y Depósitos Aluviales (Q_A)**.

En la región se presentan tres sistemas estructurales principales. El primero, con orientación NNE–SSO, está caracterizado por fallas inversas y cabalgamientos. El segundo sistema, con rumbo NE–SO, está compuesto por fallas de rumbo con componente dextral. El tercero, de menor escala, presenta estructuras con dirección E–O a NO–SE. Las principales fallas son Baños, Llanganates, Déleg, Paccha-Cojitambo y Tucto. Las formaciones del **Mioceno** afectadas forman pliegues anticlinales y sinclinales bien definidos [9], [10].

REFERENCIAS

[1] R. SPIKINGS, A. PAUL, C. VALLEJO, & P. REYES (2021) "Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera real, Ecuador: 40Ar/39Ar analyses and detrital zircon U/Pb geochronology," Gondwana Res., vol. 90, pp. 77–101, doi: 10.1016/j.gr.2020.10.009.

[2] C. W. ROMERO ET AL. (2025) "Geochemical, petrographic, and geochronologic framework for the Salado Block of eastern Ecuador: Implications for Andean tectonics and Amazon basin evolution.," Int. Geol. Rev. 87(1).

[3] R. SPIKINGS ET AL. (2015) "The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma)," Gondwana Res., vol. 27, no. 1, pp. 95–139, doi: 10.1016/j. gr.2014.06.004.

[4] M. LITHERLAND, J. A. ASPDEN, & R. A. JEMIELITA (1994) The metamorphic belts of Ecuador Cover photograph. British Geological Survey.

[5] H. CARRASCO ET AL. (2023) "Geochronological, geochemical and isotopic characterisation of the Early Cretaceous Andean margin within Ecuador: The Alao Arc," Lithos, vol. 462–463, p. 107400, Dec. doi: 10.1016/j.lithos.2023.107400.

[6] M. STEINMANN (1997) "The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono- sedimentary history and the Tertiary Andean evolution," ETH Zurich. doi: 10.3929/ethz-a-001843356.

[7] F. VILLARES ET AL. (2022) "Petrogenesis of the Tampanchi Ultramafic–Mafic Complex (Ecuador): Geodynamic implications for the northwestern margin of South America during the late Cretaceous," Gondwana Res., vol. 105, pp. 514–534, May, doi: 10.1016/j.gr.2021.10.005.

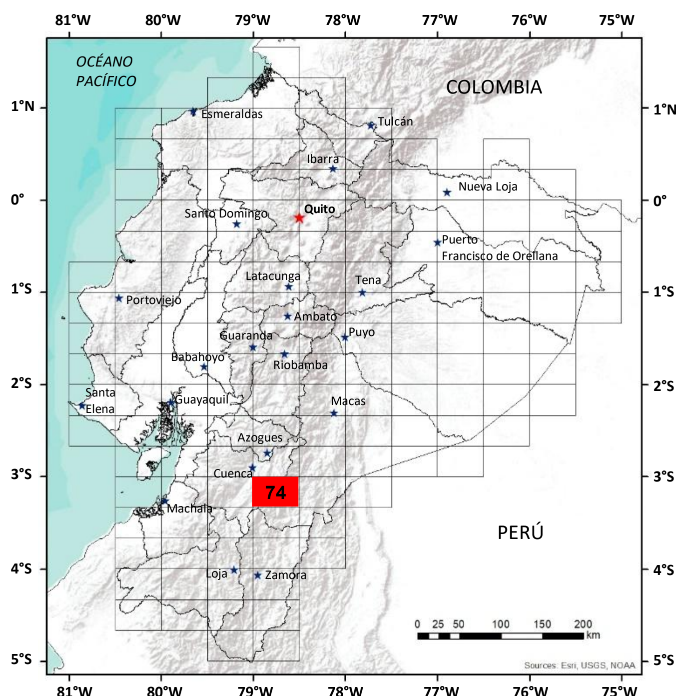
[8] P. DUNKLEY & A. GAIBOR (1997) Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 2°-3°S, BGS-CODIGEM. in Geological Information Mapping Programme. Quito, Ecuador.

[9] M. STEINMANN, D. HUNGERBÜHLER, D. SEWARD & W. WINKLER (1997) "Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: A combined stratigraphy and fission-track approach," Tectonophysics, vol. 307, no. 3–4, Art. no. 3–4, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00100-6.

[10] D. HUNGERBÜHLER ET AL. (2002) "Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador," Earth-Science Rev., vol. 57, no. 1–2, pp. 75–124, doi: 10.1016/S0012-8252(01)00071-X.

[11] J. A. ASPDEN & M. LITHERLAND (1992) "The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador," Tectonophysics, vol. 205, no. 1–3, pp. 187–204, doi: 10.1016/0040-1951(92)90426-7.

[12] C. VALLEJO CRUZ (2007) "Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene)," ETH Zurich. doi: 10.3929/ethz-a-005416411.



HOJA GEOLÓGICA-74
SIGSIG (2017)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio corresponde a 2072 km^2 la cual está ubicada al sur del Ecuador, aproximadamente a 50 km al sureste de la ciudad de Cuenca, entre las provincias de Azuay y Morona Santiago. El acceso a la zona de investigación se realiza por vía terrestre a través de las carreteras de primer orden Cuenca – Sígsig – Gualaquiza y Sucúa – San Juan Bosco – Gualaquiza. La zona se encuentra en la cordillera Real y sus estribaciones teniendo un terreno selvático y montañoso, con altitudes que varían entre 780 msnm (Valle río Kalaglas) a 4143 msnm (cordillera Ayllón).

GEOLOGÍA

La parte oriental de la Hoja está compuesta por fajas metamórficas de gran extensión y por rocas sedimentarias de la Cuenca Oriente. Mientras que la parte occidental corresponde a depósitos volcánicos y sedimentarios, además de cuerpos intrusivos de distintas edades y composiciones.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Chigüinda (Pz_{Lc}) (Ordovícico Medio): Definida por Litherland y otros (1994), esta unidad se extiende desde el sector de Huagrachapana (UTM: 756466E; 9668803N) hasta el sector de Nariz del Diablo (UTM: 774451E; 9661288N), la cual domina la geología de esta zona puesto que ocupa gran parte del área de estudio (aproximadamente 20 km) y estructuralmente está limitada por fallas regionales con una tendencia NNE-SSO. Nuevas dataciones realizadas por Spikings y otros, (2001), ubica a la Unidad Chigüinda en el Ordovícico Medio con una edad de 463 ± 160 Ma.

Unidad Tres Lagunas (TR_L) (Triásico): Previamente reconocida en campo por varios autores y definida más tarde por Aspden y otros (1992b) y Litherland y otros (1994). En la zona de investigación se presenta como una faja alargada y lentes tectónicos, con una dirección preferencial NE-SO. Los principales afloramientos se encuentran ubicados en el sector de la mina Peggy (UTM: 747189E; 9656794N) y en el sector de Hornillos (UTM: 733461E; 9637514N). La Unidad Tres Lagunas está compuesta litológicamente por gneises y esquistos cuarzo-feldespáticos de moscovita y biotita. Litherland y otros (1994) combinan datos geocronológicos Rb-Sr obtenidos por otros autores y determinan una edad de 224 ± 37 Ma., que coincide con nuevos datos radiométricos U/Pb en circones, de 245.7 ± 5.6 Ma y 234.66 ± 0.95 Ma. (Cochrane, 2013 y Spikings y otros, 2014)

Unidad Monte Olivo (TR_{Lm}) (Triásico): Se localiza al extremo SE de la Hoja geológica en el sector de Turupamba en el Contrafuerte Quillosisa. Al no tener acceso a la unidad se la interpreta litológicamente como esquistos anfibólicos con afinidad metabasáltica, además de pequeños cuerpos de anfibolitas con esquistosidad (Litherland y otros, 1994). Análisis radiométricos K-Ar en hornblendas obtenidas en un dique anfibolítico, dieron edades de 363 ± 9 Ma., a 306 ± 10 Ma., (Litherland y otros, 1994). Dataciones en circones de Cochrane (2013) reportan edades entre 239.7 ± 2.4 Ma. y 222.7 ± 6.3 Ma., que lo interpreta como la edad del protolito de las anfibolitas

Unidad La Saquea (J_{Sa}) (Jurásico): Localizada hacia el NO de la zona de estudio. Al Este, la unidad se encuentra en contacto tectónico con Napo Deformado, a través de la falla regional Nangaritza, y al Oeste en contacto tectónico con la Unidad Upano mediante la falla regional Cosanga. Esta unidad es interpretada como una fase lávica del arco volcánico calcoalcalino Jurásico, razón por la cual se les atribuye a este período (INIGEMM, 2014, Hoja Geológica Paquisha Escala 1:100000).

Unidad Upano (J_{Su}) (Jurásico): La unidad se encuentra ubicada al O de la zona de estudio. Litológicamente comprende meta andesitas, filitas sericíticas, esquistos sericíticos y metatobas. En la vía de segundo orden, Bermejos- Chigüinda (UTM: 753156E, 9642089N), afloran esquistos sericíticos con clorita, cuarzo en vetillas, pátinas de carbonatos y sulfuros diseminados. Dataciones realizadas en una muestra de esquisto verde de la Unidad Upano (UTM: 756251E; 9640661N), dieron una edad de 121 ± 0.8 Ma., del Cretácico temprano (Cochrane, 2013).

Unidad Pucarón ($J?_{Pc}$) (Jurásico): Definida por los trabajos de mapeo geológico INIGEMM (2015) donde se realizó una discriminación lito-tectónica de la Unidad Isimanchi. Esta unidad se encuentra al NE de la Hoja, la cual constituye una franja de rocas metamórficas con dirección NE-SO. Esta unidad está limitada tectónicamente hacia el O por la Unidad Upano y hacia el E por la Unidad La Saquea. Litológicamente comprende una serie de rocas metamórficas de bajo grado como filitas grafitosas de cuarcitas grises y meta-sedimentos carbonosos. Se las asoció a la Unidad Santiago, posiblemente de edad triásica – jurásica.

Unidad El Pan (J_{Ae}) (Jurásico): Fue caracterizada por Bristow (1973) y definida por Litherland y otros (1994) como una secuencia volcanosedimentaria metamorfoseada perteneciente al Terreno Alao. La unidad forma una franja de menos de 3 km limitada por fallas de dirección NNE y está ubicada en el sector norcentral de la zona de estudio. Está formada por intercalaciones métricas a centimétricas de filitas grafitosas y esquistos moscovíticos fuertemente deformados. Los fósiles de esporas identificados indicarían edades entre el Jurásico Medio al Cretácico Temprano (Litherland y otros, 1994).

Unidad Alao-Paute (J_{Aa}) (Jurásico): La Unidad Alao-Paute pertenece al Terreno Alao definido por Litherland y otros (1994). En la zona de estudio la unidad aflora a manera de franja limitada por fallas de dirección NNE. Se identificó una secuencia metavolcánica con foliación marcada a débil de rumbo NNE y casi vertical. A lo largo de la vía Principal-Selel (UTM: 748300E; 9667500N) las rocas de la Unidad Alao-Paute incluyen metalavas de textura afanítica y débil foliación, formadas por plagioclasa, clorita, epidota, anfíbol y venas de calcita. Ocasionalmente se intercalan con paquetes métricos de esquistos compuestos de clorita, actinolita, epidota, cuarzo y plagioclasa. En los sectores de Muyurina (UTM: 745500E; 9661500N) y Curuncay (UTM: 746300E; 9659600N) afloran únicamente esquistos verdes presentando un alto grado de deformación. Edades obtenidas por dataciones U-Pb en circones detríticos en una arenisca del Terreno Alao, estarían en el intervalo de ~3.0 Ga a ~163 Ma. (Cochrane, 2013).

Formación Hollín (K_H) (Cretácico): En el área de estudio, la Formación se restringe hacia el extremo suroriental. El afloramiento mejor expuesto se localiza en el sector de Wacambeis (UTM: 775382E; 9637782N), sobreyacida concordante por la Formación Napo. Litológicamente está conformada por areniscas cuarzosas de textura psamítica de color blanco y buen sorteo. Se disponen subhorizontalmente con rumbo N7°O y buzando 24° al NE. Estudios palinológicos en microfósiles de restos de plantas datan de edad Albiano, posiblemente con la base Aptiano (Bristow y Hoffstetter, 1977)

Formación Napo (K_N) (Cretácico): Aflora hacia el límite oriental del área de estudio. Son rocas sedimentarias de color negro con textura pelítica-bioclástica, estructura estratificada y paragénesis mineral arcillosa, sustancia orgánica y carbonatos. Hacia el O, cerca del contacto tectónico con la Unidad La Saquea y hacia la falla Cosanga Méndez, la Formación Napo está formada por pizarras y filitas grafitosas, producto de metamorfismo regional.

Formación Yunguilla (K_Y) (Cretácico): Fue definida inicialmente por Thalmann (1946) en varios afloramientos al Noreste de Quito y posteriormente estudiada más a detalle por otros autores. Aflora en el sector noroccidental de la zona de estudio y forma una franja de aproximadamente 5 km de ancho. Importantes afloramientos se localizan a lo largo de la vía Piricocha-Caspicorral y cerca de los poblados de Huagra Corral (UTM: 723400E; 9662800N) y del Cerro Huayrapungo (UTM: 727000E; 9667600N). Se presenta como intercalaciones de areniscas color marrón y limolitas silicificadas de color gris formadas por cuarzo, feldespato, moscovita y líticos metamórficos. Dataciones en circones detríticos asignan edades de entre 150 Ma y 80 Ma (Steinmann, 1997).

Unidad Altar Urcu (E_{Au}) (Eoceno): Aflora en el sector occidental de la zona de estudio. Se ubica a lo largo de los primeros kilómetros de la vía Sígsig- Chigüinda (sector Altar Urcu UTM: 743000E; 9653000N). Fueron incluidos en la Formación Tarqui por SGN (2007) y posteriormente en la Formación Chinchín por Mera y Mera (2016). Están conformados por brechas monogenéticas y flujos de lava andesitica-basaltica. Se sugiere un contacto concordante con la Formación Chinchín y la Unidad Nonadel. Por su posición estratigráfica con respecto a depósitos terciarios y su posible relación con el mismo evento andesítico-basáltico de la Formación Chinchín, se le asigna una edad de Eoceno Temprano-Medio.

Formación Chinchín (E_{Ch}) (Eoceno): Definida por Steinmann (1997) y cartografiada anteriormente como Formación Tarqui, la Formación Chinchín fue descrita como una potente secuencia de volcánicos de composición intermedia. En el presente estudio, la secuencia volcánica se restringe al sector noroccidental. En los cortes realizados se distingue una intercalación cíclica/repetitiva de flujos de lava y brechas volcánicas. La secuencia volcánica está cubierta discordantemente por la Formación Tarqui del Mio-Plioceno, cerca al sector de Turupamba (UTM: 730600E; 9663700N). Por la ausencia de evidencia estratigráfica, Steinmann (1997) asume un contacto concordante y transicional con la Formación Quingeo que aflora al oeste de la Formación Chinchín. Una sola edad de 42.8 Ma, obtenida a partir de trazas de fisión en circones, sitúa a la Formación en el Eoceno Medio-Tardío (Steinmann, 1997).

Unidad Nonadel (E_{No}) (Eoceno): Definida en este trabajo, fue designada en trabajos anteriores como Formación Tarqui por el Servicio Geológico Nacional - SGN (2007) y Formación Chinchín por Steinmann (1997) y Mera y Mera (2016). Los mejores afloramientos están ubicados cerca de los poblados de Guarango (UTM: 731500E; 9665000N), Nonadel (UTM: 733300E; 9665900N), Punta Hacienda (UTM: 733500E; 9664900N), y a lo largo de la vía Sígsig-San Bartolomé-Santa Ana. Litológicamente están compuestos por brechas piroclásticas, brechas tobáceas, tobas de cristales andesíticas, areniscas volcánicas, y ocasionales flujos andesíticos-basálticos. La secuencia está relacionada totalmente a la Formación Chinchín y posiblemente sea la parte superior o una interdigitación de eventos netamente explosivos y de caída con marcado retrabajamiento fluvial/lacustre. Por sus relaciones con el volcanismo efusivo de la Formación Chinchín, se puede establecer una edad de Eoceno Superior.

Formación Quingeo (E_Q) (Eoceno): La Formación Quingeo fue incluida dentro de la Formación Biblián por Noblet y otros, (1988) y posteriormente redefinida por Steinmann (1997). Sus mejores exposiciones se encuentran ubicadas a lo largo de la margen derecha del río Quingeo (UTM: 73200E; 9667500N). Litológicamente son secuencias repetitivas de conglomerados gruesos a finos mal sorteados hacia la base, areniscas grises y limolitas de color púrpura, hacia el tope. Generalmente, las capas de la Formación presentan un rumbo NE buzando hasta 60° hacia el O. Hacia el sector occidental, la Formación Quingeo está en contacto a lo largo de una falla de cabalgamiento (falla Santa Ana – Tahual) con la Formación Yunguilla. Hacia la parte oriental, se asume un contacto concordante con la Formación Chinchín. Steinmann (1997), basándose en nueve dataciones ZFT, asigna edades entre 42 Ma y 35 Ma, que corresponden al Eoceno Medio a Tardío

Unidad Yunga (O_Y) (Oligoceno): Corresponde a depósitos cartografiados anteriormente como Grupo Saraguro indiferenciado (Pratt y otros, 1997). Afloramientos de estos volcánicos están restringidos al extremo noroccidental de la zona de estudio. En la coordenada (UTM: 724116E; 9668325N) aflora como una secuencia volcánica/volcanoclástica de composición ácida formada por flujos dacíticos, ignimbritas vítreas y tobas dacíticas. Se infiere la presencia del contacto tectónico con la Unidad Yunguilla, a través de la Falla El Laurel. La edad de estos depósitos volcánicos, por correlación estratigráfica sería del Oligoceno.

Unidad Gima (O_{Gi}) (Oligoceno): Definida para esta investigación, la Unidad Gima aflora en el sector suroccidental de la zona de estudio, extendiéndose al Este hacia el poblado Plan Moya Grande, hacia el NO y al N en el sector de San José de Raranga. En los cortes descritos se observa una sucesión de flujos dacíticos, ignimbritas, brechas volcánicas y tobas dacíticas. En la vía Guno – San Antonio (UTM: 728533E; 9651498N), afloran ignimbritas de color rojo y blanco, de textura brechosa, la matriz es de vidrio volcánico con fragmentos de pómez y rocas volcánicas, los cuales sufrieron una recristalización vítrea. Las rocas se encuentran altamente oxidadas y con bajo grado de meteorización.

Unidad Yariguiña (OM_{Yg}) (Oligoceno-Mioceno): Estos volcánicos afloran al O-NO de la zona de estudio, cubre un área aproximada de $30km^2$. Las mejores exposiciones de los afloramientos se encuentran en el corte realizado en la vía San Antonio de Jarcarcar – Timón – Yariguiña. La Unidad Yariguiña está constituida por brechas piroclásticas, tobas andesíticas y tobas dacíticas. En base a las observaciones en campo, petrografía y relaciones estratigráficas, la Unidad Yariguiña es de origen piroclástico y se encuentra sobreyaciendo Formaciones eocénicas, por lo cual se le atribuye una edad Oligoceno-Mioceno. El espesor aproximado de estos volcánicos es de 260m.

Unidad Retama (OM_R) (Oligoceno-Mioceno): Esta unidad está restringida a la parte centro-occidental de la zona de estudio. Hacia la base de la secuencia afloran estratos de tobas de cristales de composición riolítica de grano grueso y tobas dacíticas hacia el tope. Flujos de lava dacítica forman la parte intermedia de la secuencia. Hacia el norte, parecen estar cubiertos por los depósitos miocénicos de la Formación Tarqui, en discordancia erosional. Hacia el sur, la Unidad Retama están cubiertos por la secuencia volcanoclástica miocénica Unidad Chili Fruta. En aparente contacto concordante, esta secuencia de composición ácida está sobreyacida por brechas volcánicas pertenecientes a la Unidad Gima. Este depósito podría constituir la expresión de la parte superior del Grupo Saraguro, en la zona de estudio. Por lo tanto, constituirían facies proximales de un evento volcánico de edad Oligoceno-Mioceno, de carácter efusivo y composición riolítica, de algún centro de emisión cercano (Cerro Chili Fruta?).

Unidad Capicashi (M_{Cp}) (Mioceno): Ubicada al extremo SE de la zona de estudio y denominada así por el cerro Capicashi, esta unidad muestra sus mejores afloramientos en el corte realizado en el sector de la loma Aurín. Se componen de andesitas porfiríticas, tobas de líticos, aglomerados y flujos laharíticos. La Unidad Capicashi hacia el E sobreyace discordantemente a las rocas metamórficas de las unidades Monte Olivo y Tres Lagunas, mientras que al E y N están en concordancia con la Unidad Gima. Por estudios realizados en las cuencas intramontañosas del Sur del país se describen eventos de volcanismos correspondientes al Mioceno (Hungerbühler y otros, 2002), por lo cual se asignaría a la Unidad Capicashi una edad miocénica, ya que se relacionaría en parte con la Formación Tarqui.

Unidad Chilifruta (M_{Cf}) (Mioceno): Al E-SE de la zona de estudio aflora la unidad, la cual se caracteriza por tobas dacíticas y brechas piroclásticas. En el corte realizado en la vía Cuchuma-Pavan se muestran los mejores afloramientos, donde además se ve el contacto concordante entre las unidades Gima y Chili Fruta. Estos depósitos se los interpreta como eventos de volcanismos proximales. La Unidad Chili Fruta tiene un espesor de 300m aproximadamente, a estos depósitos se los puede correlacionar con la Formación La Paz descrita por Pratt y otros, (1997), el cual mediante análisis geocronológicos con el método de trazas de fisión reportan una edad de 22.5 ± 0.9 Ma., correspondiente al Mioceno Temprano.

Unidad Amorgeo (MPL_A) (Mioceno-Plioceno): Depósitos volcánicos periclinales, denominados para esta investigación como la Unidad Amorgeo se caracteriza por flujos piroclásticos andesíticos con fragmentos de troncos carbonizados y tobas de caída de color café claro. En el corte realizado en la vía Mínas – Mirador – La Inmaculada (UTM: 744021E; 9648535N), se observa la discordancia erosional entre la Unidad Amorgeo y la Unidad Altar Urcu. De acuerdo con datos geocronológicos obtenidos por Steinmann y otros, (1999) mediante los métodos de Zircon fission-track y Apatite fission-track reportan edades Mio-Plioceno de productos volcánicos de la Formación Tarqui, por lo que se puede correlacionar estratigráficamente con la Unidad Amorgeo.

Unidad Tagsha (MPL_{Th}) (Mioceno-Plioceno): La unidad se encuentra aflorando en una depresión topográfica asociada a la Laguna Tagsha y ocupa aproximadamente 12 km^2. Al parecer se deposita sobre los volcánicos eocénicos Altar Urcu, en discordancia erosional. Estimaciones topográficas y observaciones en afloramientos sugerirían una potencia para el depósito, de hasta 200 m. Por su posición estratigráfica, litología y ambiente de depositación, esta secuencia se podría asociar a la Formación Tarqui, cartografiada en el sector occidental de la zona de estudio, de edad Mio-Plioceno.

Unidad Fasañán (MPL_F) (Mioceno-Plioceno): Cuerpos volcánicos y subvolcánicos afloran en el centro-norte de la Hoja, en las cercanías al poblado de Principal. Litológicamente constituye una secuencia de rocas volcánicas y subvolcánicas de composición riolítica a dacítica, una característica en la roca es la alteración hidrotermal que ésta presenta, la cual ha provocado la precipitación de sulfuros y causa un cambio en la textura original de la roca.

Unidad Condorcaca ($MPL?_{Cc}$) (Mioceno-Plioceno?): Esta unidad resalta fuertemente de la geomorfología circundante, ya que se presenta como zonas planas con drenajes homogéneos. En el corte realizado por la vía La Esmeralda-Martin Pamba-Ludo, sendos afloramientos (de hasta 5m de alto) muestran estratos subhorizontales de conglomerados de grano medio y areniscas finas, poco consolidadas y sorteo moderado. Las estructuras sedimentarias observadas y las litologías podrían indicarnos un ambiente netamente fluviátil con un aporte volcánico y metamórfico, por lo tanto, podría asociarse a los depósitos mio-pliocénicos del Miembro Llacao perteneciente a la Formación Tarqui.

Formación Tambo Viejo (MPL_{Tv}) (Mioceno-Plioceno): Fue definida en las cercanías de la cuenca sedimentaria de Nabón, al Suroeste de la zona de estudio (Hungerbühler y otros, 1995). Los afloramientos están restringidos al Noreste de la Hoja de Nabón y en la zona de estudio se infiere su presencia hacia el río Charcay (UTM: 723000E; 9632000N). Litológicamente se compone de depósitos de caída y tobas de cristales fuertemente meteorizados de tonalidad rojiza con rezagos de plagioclasas argilizadas y matriz transformada en arcilla. La edad para esta Formación según Hungerbühler y otros (1995) es de 6.3 ± 1.0 Ma.

Formación Tarqui (MPL_T) (Mioceno-Plioceno): La secuencia volcanoclástica consiste en tobas de líticos, tobas andesíticas y tobas dacíticas de color gris verdoso-rojizo. Esporádicos afloramientos de tobas riolíticas y tobas de cristales estratificadas, se identifican en el sector de Turupamba (UTM: 730600E, 9663700N) y se incluyen en la Formación. Tres dataciones Zircon Fission Track ZFT en los afloramientos ubicados al suroeste de Quingeo (UTM: 729100E; 9663700N), la sitúan en el intervalo de 5.2 a 8 Ma., que corresponden al Mioceno tardío-Plioceno (Steinmann, 1997).

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos aluviales (Q_A) (Cuaternario): Comprenden depósitos de grano grueso a medio formados por cantos, guijarros y líticos en su mayoría de cuarzo metamórfico y rocas volcánicas. Estos depósitos están distribuidos a lo largo de las márgenes de los ríos más importantes y extensos de la zona de investigación, como son los ríos Quingeo, Bolo y Santa Bárbara.

Depósitos coluviales (Q_C) (Cuaternario): Relacionados a movimientos en masa antiguos y constituidos por material de grano grueso a fino que ha sufrido escaso transporte. Los principales depósitos identificados están localizados al NO y SSE de Sígsig, en las partes medias – bajas de las quebradas Tushi, Allaczela, Quimandel y Lausha.

ROCAS INTRUSIVAS

Granodiorita (G^{Gd}): En el sector de Churuco, a 15 km al sur de Sígsig aflora un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica, con un área de 6km^2 aproximadamente. Estos intrusivos afectan a las rocas metamórficas de la Unidad Chigüinda. La granodiorita en la mayoría de afloramientos está altamente meteorizada y alterada, en la coordenada UTM: 746138E; 9647068N, la roca esta silicificada. Mediante análisis de microscopía de la granodiorita silicificada muestra una paragénesis mineral de ± cuarzo, ± zoisita, ± plagioclasas, ± biotita, ± hornblenda. Este cuerpo intrusivo está asociado al sistema de fallas regionales NNE, la edad de este cuerpo intrusivo se la ubicaría entre el Oligoceno y Mioceno?

Otro cuerpo intrusivo, localizado en el extremo Noreste de la zona de estudio, en el poblado de Nuevo Rocafuerte (UTM: 775184E; 9647325N). Litológicamente comprende granodioritas, de textura fanerítica con cristales desarrollados de plagioclasas, cuarzo, hornblenda, oxidaciones de goetita, hematita y sulfuros diseminados. Puntualmente presenta una meteorización fuerte, disgregable sin cohesión alterándose arcillas y muy diaclasado. Este cuerpo intrusivo está intruyendo a lutitas de la Formación Napo.

En el sector de San Vicente se encuentran rocas intrusivas de textura fanerítica, fracturada de composición diorítica cuya mineralogía está conformada principalmente por plagioclasas, hornblenda y en menor cantidad cuarzo. La roca está afectando a las metapelitas de la Unidad Chigüinda, generando una ligera aureola de alteración la que se identifica principalmente por la silicificación y la presencia de feldespato y biotita en la zona de contacto.

Granito (G^G): Al SE de la parroquia de Gima, en el poblado de Espíritu Playa, aflora un cuerpo intrusivo de composición granítica con textura micropertítica, la roca es de color gris clara, con fenocristales de ± feldespato potásico, ± cuarzo, ± plagioclasas, ± biotita, turmalina, además la roca presenta una leve silicificación y sulfuros diseminados (pirita, calcopirita). Al igual que el cuerpo granodiorítico, este cuerpo granítico también está asociado al sistema de fallas regionales NNE y se le asignaría la edad entre Oligoceno y Mioceno?, este granito afecta a las rocas metamórficas del Paleozoico (Unidad Chigüinda) y Triásico (Unidad Tres Lagunas).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La tectónica del área de estudio está dominada por estructuras de rumbo preferencial NNE-SSO, producto de eventos de acreción repetitivos y de transpresión dextral que han sido de fundamental importancia en la evolución tectónica de los Andes Septentrionales. El límite oriental de la cordillera Real corresponde a una serie de corrimientos o cabalgamientos constituidos por la falla Cosanga – Méndez. La falla Baños es interpretada como el contacto tectónico entre los terrenos Alao y Loja y fue observada a lo largo de afloramientos ubicados en el sector Mina Peggy. (UTM: 746700E; 9659000N). A lo largo de la zona de cizalla, ambas litologías se entremezclan, formando bandas discontinuas y anastomosadas de esquistos cloríticos y esquistos cuarzo-micáceos. La zona de cizalla tiene una tendencia NNE-SSO igual que la falla de buzamiento subvertical. La falla Burra-Playa constituye el contacto tectónico de la Unidad Chigüinda y Tres Lagunas y se asume su presencia en el sector de Mina Peggy (UTM: 747100E; 9655000N). Cerca al contacto la deformación aumenta y existen variaciones texturales en la roca.

La falla Santa Ana-Tahual ubicada en el extremo noroccidental de la zona de estudio. Esta estructura presenta un rumbo N-S y corresponde a una falla inversa de bajo buzamiento (20-25°), a lo largo de la cual, se produce el sobrecorrimiento de la Unidad Yunguilla sobre la Formación. Quingeo. El plano de falla es observable a lo largo del corte por la vía de segundo orden Macas-Allpacruz, cerca al sector Cerro Huayrapungo-Blanco Macas (UTM: 727900E; 9666700N). Otra estructura importante es la falla Tucto que fue identificada en las cercanías del poblado del mismo nombre (UTM: 736100E; 9663400N). La estructura resalta geomorfológicamente y tiene un rumbo NE la cual genera el basculamiento de las capas, haciendo que bucen hacia el E. La falla Chamana (UTM: 737329E; 9662850N), corresponde a una falla local de rumbo N30°E y que buza 60° al SE. Los marcadores cinemáticos como estriadores duros y suaves encontrados en el plano de falla, podrían indicar una cinemática normal. Una prolongación de la falla Gualaceo es identificada en la zona de estudio, cerca del poblado de Pamar (UTM: 743000E; 9666900N), donde genera plegamiento y deformación en depósitos volcanoclásticos de Nonadel. Hacia el Norte se extiende siguiendo el río Gualaceo y es cubierta por depósitos aluviales del mismo. Según Egüez y otros, (2003) es una falla inversa, de rumbo de N32°E y buzamiento 11° al SE. La falla San Sancho, fue identificada al SO del poblado de Sígsig (UTM: 742100E; 9660100N). Esta estructura tiene un rumbo N50°E y un buzamiento aproximado de 65° hacia el NO. Se observa claramente una cinemática inversa, donde los estratos subhorizontales del bloque noroccidental se levantan con respecto a los del bloque suroccidental. La falla El Laurel es una estructura de rumbo N45°E y con un buzamiento aproximado de 80°, identificada en la hoja de Gualaceo. Está ubicada en las cercanías de San Pedro de Yunga (UTM: 724116E; 9668325N) y es la responsable del contacto tectónico entre las unidades Yunga y Yunguilla.

HISTORIA GEOLÓGICA

En la zona de estudio, ubicada en el dominio geológico de las estribaciones orientales de la cordillera Real en el Terreno Loja, se encuentran rocas metamórficas de grado bajo a medio, en la zona Subandina que han sido denominadas como Terreno Amazónico y consta de una serie de rocas meta volcánicas y metasedimentarias, es parte de la Cuenca Oriente donde están depositadas las formaciones cretácicas caracterizadas por constituir reservorios petrolíferos. Las rocas más antiguas son las metapelíticas de la Unidad Chigüinda que se interpretan como la cobertura sedimentaria del margen occidental de "Gondwana". En el Triásico Tardío hubo un evento de cizallamiento regional transpresional dextral, relacionado con la ruptura de Gondwana occidental que generó el emplazamiento de magmas ultrabásicos, que provienen directamente del manto superior. El Jurásico está representado por la Unidad La Saquea que comprende una secuencia de rocas volcánicas interpretadas como la fase extrusiva del batolito Azafrán y Zamora con una edad de 168 Ma. A finales del Jurásico, hubo un importante cambio en la estructura geodinámica del Ecuador (Litherland y otros, 1994) conocido como evento Peltetec, cuyo sustento teórico son las edades de reajuste K-Ar de varios intrusivos jurásicos (Litherland, 1994). Durante el Cretácico Superior empieza el ciclo deposicional de la Formación Hollín (Aptiano-Albiano), sobre ella se deposita la Formación Napo depositadas en ambiente marino somero a deltaico en ciclos transgresivos y regresivos. Posteriormente empieza la convergencia hacia el oeste durante el Campaniano-Maestrichtiano y se forma una cuenca tras arco donde se deposita la Formación Yunguilla, (Vallejo, 2007). Ya para el Neógeno, se da la depositación de potentes secuencias volcánicas y volcanoclásticas correspondientes al volcanismo Saraguro. En el Mioceno se da la Formación y depositación de las cuencas de Cuenca, Nabón y Girón, en un sistema de ríos meándricos. En el Cuaternario se desarrollaron procesos de erosión, transporte y acumulación de material rocoso y sedimentario que se reflejan en la morfología de potentes terrazas aluviales y en los recientes depósitos coluviales

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la zona de Sígsig un prospecto toma la forma de lente alojado en gneis y esquistos, contiene: magnetita, esfalerita, calcopirita, pirrotina, bismuto nativo, y bismutina, probablemente de tipo polimetálico. Valores de Au y Cu han sido obtenidos de Loma Quipal localizada a 1 km de Sígsig (Litherland y otros, 1994). La alteración y mineralización se encuentra hospedada en dacitas/andesitas de débil a moderada silicificación y a veces alteradas argílicamente, con pirita diseminada localmente. En el sector de San Bartolomé se localizan depósitos epitermales relacionados con pórfidos a lo largo de fallas de rumbo andino de posible edad cenozoica. La mineralización ocurre dentro de flujos de andesita porfirítica del Terciario de granulometría fina a gruesa, alojadas en fracturas de 5 a 10 cm, en vetas anchas y en vetillas. En el área de estudio actualmente existen 79 concesiones mineras (ARCOM, 2015); 59 concesiones para la extracción de minerales metálicos ubicadas al Noroeste en San Bartolomé, al Sureste en el poblado San Isidro, El Aguacate y al Suroeste en Cerro Colorado y río León; 15 concesiones para la extracción de minerales no metálicos ubicadas al Noroeste y al Este de la Hoja y, 10 concesiones para la extracción de materiales de construcción ubicadas en los ríos Santa Bárbara y El Rosario

REFERENCIAS

BRISTOW C. & HOFFSTETTER R. (1973) Lexique Stratigraphique Internacional. Francia: Centre Nationale de la Recherche Scientifique.

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY (1987) Cordillera Real Geological Research Project. Quito.

COCHRANE R. (2013). U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. UNIVERSITÉ DE GENEVE.

HUNGERBÜHLER D. (1997) Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador; sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. Institute of Geology ETH Zurich Switzerland mki.

INIGEMM. (2014) Hoja Geológica de Paquisha escala 1:100000. Quito: INIGEMM.

KENNERLEY J. (1973) Geology of Loja Province, southern Ecuador. Unpublished Report, 23-24.

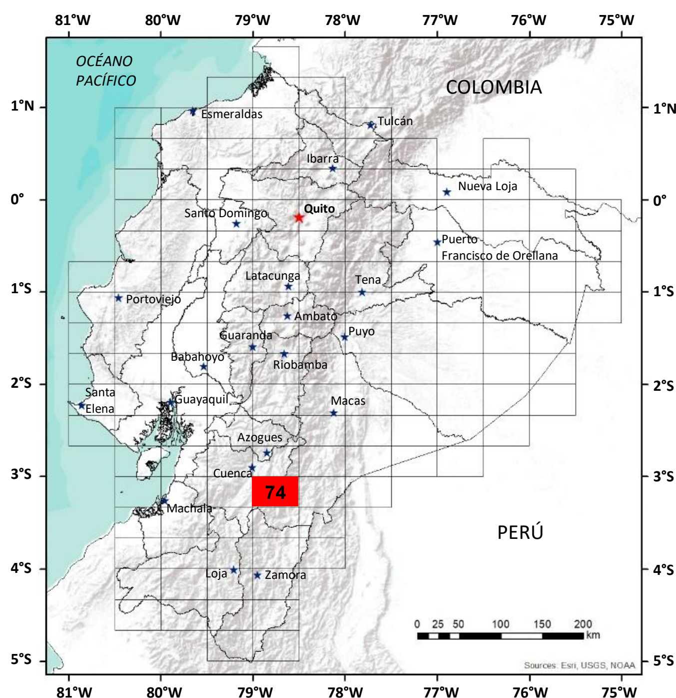
LITHERLAND M., ASPDEN J., & JEMIELITA R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Keyworth, Nottingham: NERC.

PRATT W., FIGUEROA J., & BOLÍVAR F. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador. Quito: CODIGEM-BRITISH GEOLOGICAL SURVEY.

SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL. (2007) Mapa geológico de Sígsig escala 1:50000. Quito.

SPIKINGS R., WINKLER W., SEWARD D., & HANDLER R. (2001) Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 57-73.

STEINMANN M., HUNGERBÜHLER D., SEWARD D., y WINKLER W. (1999) Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. Tectonophysics, 255-276.



HOJA GEOLÓGICA-74
SIGSIG (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Sigsig se encuentra en el sur del Ecuador, aproximadamente a 50 km al sureste de la ciudad de Cuenca. Abarca sectores de las provincias: Azuay, incluyendo los cantones de Sigsig, Cuenca, Chordeleg y Nabón; y, Morona Santiago, con los cantones Gualaquiza, San Juan Bosco y Limón Indanza. El acceso a la zona se realiza principalmente por vía terrestre, a través de carreteras de primer orden como la Troncal de la Sierra (E-35), que conecta Quito con Cuenca, Sigsig y Gualaquiza. La Troncal Amazónica (E-45), que desde Quito comunica con Macas, Sucúa, San Juan Bosco y Gualaquiza, atravesando de norte a sur el área de estudio. Adicionalmente, existen caminos de segundo y tercer orden, vías carrozables, caminos de herradura y senderos que enlazan los principales poblados y caseríos, salvo algunas zonas de difícil acceso donde no se dispone de infraestructura vial.

HISTORIA GEOLÓGICA

El área expone una diversidad de formaciones litoestratigráficas que registran una prolongada y compleja evolución geológica. El basamento está compuesto por rocas metamórficas correspondientes a la **Formación Chigüinda (C_C)**, integrada por filitas y cuarcitas intercaladas, deformadas intensamente [1], [2]. Estas formaciones fueron depositadas en una cuenca sedimentaria durante el **Devónico–Carbonífero**, con edades entre 318 a 358 Ma [2].

Durante el **Mesozoico**, en el contexto de rifting del Triásico, se emplazaron granitoides tipo "S" pertenecientes al **Granito Tres Lagunas (TR_{TI})**, caracterizado por la presencia de cuarzo azul, moscovita y biotita con edades de cristalización U-Pb de 231 ± 1.5 Ma y 231 ± 1.9 Ma [3], [4].

En el **Jurásico**, la subducción activa originó el emplazamiento del **Complejo Intrusivo de Zamora (J_Z)**, considerado la raíz del arco volcánico Misahuallí. Este complejo está constituido por granodioritas ricas en minerales máficos con edades U-Pb en circones entre 178.1 ± 1.4 Ma a 145.4 ± 0.2 Ma [1].

El arco volcánico **Jurásico** está representado por la **Formación Upano ($J2K1_U$)** compuesta por metaandesitas y esquistos sericíticos presenta una edad U-Pb de 121.0 ± 0.8 Ma; así como, edades máximas de deposición en circones detríticos entre 160 a 132 Ma [5]; además, es el equivalente metamórfico de las andesitas verdes de la **Formación Misahuallí ($J2K1_M$)**, con edades radiométricas que oscilan entre 172.3 Ma a 132 Ma [5], [6].

Durante el **Cretácico**, se desarrolló un arco submarino representado por la **Formación Alao Paute ($J3K1_{Ap}$)**, de edad 163.7 ± 1.6 Ma. Hacia el este, se produjeron importantes transgresiones marinas registradas en las **Formaciones Hollín ($K1_H$)** con edad de 118.6 ± 1.2 Ma, y **Napo (K_N)**, depositadas entre el **Albiano Medio** y el **Campaniano** [7]. En el **Cretácico Superior** se depositaron las turbiditas de la **Formación Yunguilla ($K2_Y$)**, cuyos fósiles de foraminíferos, bivalvos y ammonites indican edades entre el **Cenomaniano** y el **Maastrichtiano** (~97.8 a ~70 Ma) [8], [9].

Durante el **Paleógeno**, la **Formación Quingeo (PcE_Q)** representa la sedimentación más antigua de las cuencas intramontañosas, con edades U-Pb de 62.2 ± 0.7 Ma a 59.9 ± 0.5 Ma [10]. Seguido por el volcanismo calco-alcalino registrado en la **Formación Chinchín (E_{Ch})**, datada en 42,8 Ma [8] y por la **Formación Tomebamba ($EO?_{Tb}$)**, con edad de 34.1 ± 1.3 Ma, esta última, del arco volcánico del **Grupo Saraguro (EMS)** [11]. La evolución culmina en el Plioceno con el volcanismo de la **Formación Tarqui (MPL_T)** [9].

Los cuerpos intrusivos son de composición granodiorítica y granítica, aflorantes al norte y sur del área respectivamente. Asimismo, se identifican rocas subvolcánicas de naturaleza dacítica y andesítica, relacionadas con episodios magmáticos post-arco.

En el **Cuaternario** se desarrollan depósitos superficiales tales como **Coluviales (Q_C)** compuestos por materiales de grano fino a grueso, acumulados por procesos gravitacionales y antiguos movimientos en masa. Los **Aluviales (Q_A)** están constituidos por cantos y guijarros de cuarzo y rocas volcánicas, distribuidos a lo largo de los principales cauces fluviales del área de estudio.

La geología estructural refleja una serie de eventos repetitivos de acreción y transpresión dextral, fundamentales en el desarrollo tectónico de los Andes del norte. El límite oriental de la Cordillera Real está delimitado por una secuencia de cabalgamientos y corrimientos, entre los cuales destacan la Falla Baños, Falla Llanganates, Falla Cosanga–Méndez, la Falla Palanda, Falla Panantza y Falla Indanza. Además, fallas menores como Santa Ana Tahual, Tucto, Chamana, Sancho y Burra Playa. Estos corrimientos ponen en contacto rocas metamórficas de bajo grado, intensamente deformadas y con foliación orientada según la dirección estructural andina NE–SO.

REFERENCIAS

[1] M. LITHERLAND, J. A. ASPDEN, AND R. A. JEMIELITA (1994) The metamorphic belts of Ecuador Cover photograph. British Geological Survey.

[2] R. SPIKINGS, A. PAUL, C. VALLEJO, AND P. REYES (2021) "Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera real, Ecuador: 40Ar/39Ar analyses and detrital zircon U/Pb geochronology," Gondwana Res., vol. 90, pp. 77–101, doi: 10.1016/j.gr.2020.10.009.

[3] R. SPIKINGS ET AL. (2015) "The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma)," Gondwana Res., vol. 27, no. 1, pp. 95–139, doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004.

[4] R. COCHRANE ET AL. (2014) "Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea," Lithos, vol. 190–191, pp. 383–402, Mar, doi: 10.1016/j.lithos.2013.12.020.

[5] C. W. ROMERO ET AL. (2025) "Geochemical, petrographic, and geochronologic framework for the Salado Block of eastern Ecuador: Implications for Andean tectonics and Amazon basin evolution.," Int. Geol. Rev. 87(1).

[6] N. ROMEUF (1995) "Volcanisme jurassique et métamorphisme en Équateur et au Pérou. Caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Implications géodynamiques.," Aix-Marseille.

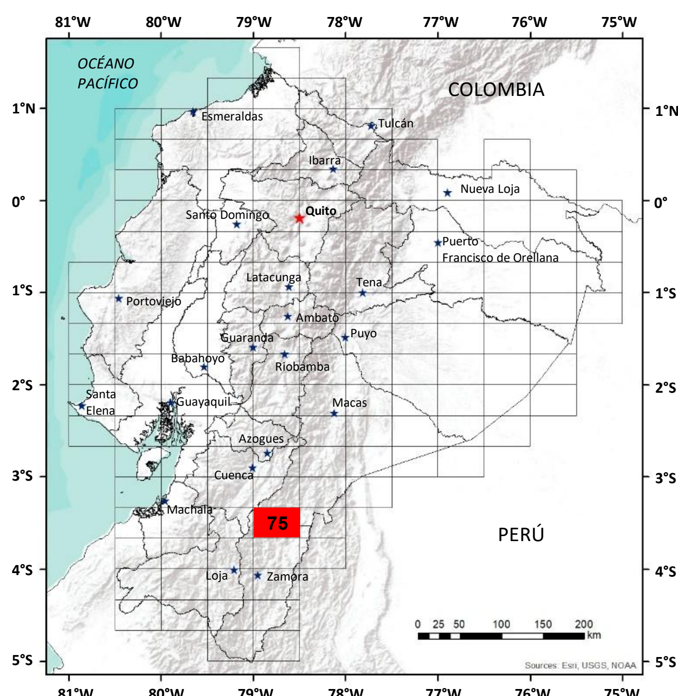
[7] C. VALLEJO ET AL. (2021) "Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America," Glob. Planet. Change, vol. 204, Sep, doi: 10.1016/j.gloplacha.2021.103555.

[8] M. STEINMANN (1997) "The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution," ETH Zurich. doi: 10.3929/ethz-a-001843356.

[9] D. HUNGERBÜHLER ET AL. (2002) "Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador," Earth- Science Rev., vol. 57, no. 1–2, pp. 75–124, doi: 10.1016/S0012-8252(01)00071-X.

[10] S. W. GEORGE (2019) "Basin evolution, deformation, and magmatism during variable tectonic regimes in the region linking the Central and Northern Andes".

[11] P. DUNKLEY AND A. GAIBOR (1997) Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 2°-3°S, BGS-CODIGEM. in Geological Information Mapping Programme. Quito, Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-75
GUALAQUIZA (1989)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Gualaquiza (75) a escala 1:100000, se encuentra ubicada entre los 78°30'-79°00' de Longitud Occidental y 3°20'-3°40' de Latitud Sur.

El área se ubica en la región Suroriental del país y cuenta con un acceso regular, tanto vial como aéreo, existiendo sectores donde se llega únicamente a pie, comprende una superficie aproximada de 2050 km^2 que corresponde a las provincias de Morona Santiago y Zamora Chinchipe. El terreno es selvático y montañoso, con altitudes que varían entre los 800 y 3400 m.s.n.m., respectivamente, los ríos Bomboiza, Chuchumbleza y Zamora son los principales aportes de la cuenca del Río Santiago, el mismo que constituye un afluente importante del Río Amazonas que desemboca en el Atlántico. La vegetación es múltiple, debido a diferentes tipos de clima, existiendo dos pisos climáticos entre el Tropical Húmedo y el Frío Andino. La actividad socio-económica de toda la región radica en la producción agropecuaria, la actividad minera es medianamente pobre, salvo pequeñas explotaciones de lavaderos auríferos. El acceso importante por carretera de segundo orden es la vía Cuenca-Gualaquiza-Zamora.

GEOLOGÍA

Las rocas más antiguas reconocidas en el área estudiada corresponden a rocas metamórficas del Grupo Zamora, de posible edad Paleozoica? Las unidades post-paleozoicas comprenden rocas volcánicas (lavas) de la Formación Chapiza (Miembro Misahuallí); sedimentarias de las Formaciones Hollín, Napo y Tena y del Cuaternario constituidos por depósitos glaciares, coluviales, aluviales y terrazas.

Estas unidades estratigráficas se encuentran intruidas por rocas granodioríticas asignadas a un intrusivo emplazado durante el rango Cretácico a Terciario Inferior, además se importante la presencia de rocas del tipo granito gneis del Conjunto Tres Lagunas de edad aún desconocida (Litherland, 1988).

GRUPO ZAMORA (Pzz) (División Loja) (Paleozoico?): Esta serie de rocas que forman parte del núcleo metamórfico de la Cordillera Real o Central, aflora en buena parte de la Hoja, principalmente en los alrededores de Cambana c. (3160-9600), en la Cordillera Voladora c. (2605-9900) y Santa Clara c. (3120-0575); se trata de una secuencia semipelítica monótona y generalmente impura de cuarcitas de grano medio a grueso, filitas grafíticas; pizarras y ocasionalmente metagrauvacas, hacia el oriente existe un cambio a lo largo del rumbo de cordillera, marcado por la presencia de rocas metavolcánicas lo que indicaría que existe un incremento del grado de metamorfismo, el rumbo de foliación es de aproximadamente Norte-Sur indicando una inclinación del clivaje de moderada a fuerte o vertical, observándose también pliegues isoclinales con ejes de cordillera, es también característico dentro de esta secuencia la presencia de vetas de cuarzo con inclinaciones paralelas a la dirección de foliación, y la presencia de por lo menos dos etapas de deformación.

El espesor del Grupo Zamora (División Loja) es desconocido debido a que su base no ha sido observada; la extensión de esta serie de rocas podría continuar hacia el Sur en Perú para relacionarse con la secuencia de rocas del Grupo Excelsior. En lo referente a su edad todavía no se han tenido evidencias convincentes, pero algunos autores lo asignan al Jurásico (Litherland, 1988) y otros al Paleozoico (Baldock, 1982).

Formación Chapiza (JKCh) (Miembro Misahuallí) (Jurásico Superior-Cretácico Inferior): La Formación Chapiza se presenta extensamente a lo largo de los flancos Oriental y Occidental de la Cordillera Flor de los Andes, ubicada en las c. (0421-6422). En general el conjunto Precretácico y Cretácico Inferior conocido como Formación Chapiza, se ha subdividido en tres niveles, constituidos de abajo hacia arriba por una alternancia de lutitas y areniscas intercaladas por evaporitas, el segundo nivel similar al anterior, pero sin la intercalación de evaporitas y el nivel superior constituido por lutitas, areniscas y conglomerados color rojo, tobas verdes y violetas, brechas tobáceas pertenecientes al Miembro Misahuallí.

La Formación Chapiza (Miembro Misahuallí) alcanza espesores de más de 100 metros observados y está integrada por lavas, andesitas e intrusiones porfiríticas, lutitas rojas, areniscas y conglomerados, macroscópicamente las andesitas y lavas se presentan como roca compacta con tinte verdoso; las lavas son de textura afanítica con fenocristales de feldespato y plagioclasa, de coloración gris verdoso, cabe señalar que estas rocas contienen sulfuros en vetillas c. (7701-0490) y diseminadas en sectores.

Esta Formación sobreyace a la Formación Santiago y a su vez subyace a la Formación Hollín c. (6210-0715), tratándose de un contacto concordante en este caso, existiendo así mismo una posible interdigitación de contacto entre el Miembro Misahuallí y la Formación Hollín en el área de la Florida.

Formación Hollín (KH) (Cretácico Inferior (Albiense-Aptiano)): Aflora en un buen sector de la Hoja en una franja al Este y también en la parte meridional. Esta Formación, que consiste principalmente de areniscas cuarzosas blancas de grano medio a grueso, compactas, de textura azucarada y de coloración blanca amarillenta, tiene una dirección predominante de estratificación N50W con buzamientos de 18°W c. (7455-0945), las areniscas blancas presentan una clasificación de moderada a pobre presentando estratificación cruzada y en ocasiones vetillas de carbón, se observa lutitas de color negro las que se presentan interestratificadas con las areniscas y tienen una potencia de 50cm, también se observa cierta cantidad de asfalto.

En la faja subandina esta Formación ha sido metamorfizada, encontrándose cuarcitas donde se observa que el cemento se ha recristalizado alrededor de los granos de cuarzo.

El espesor de la Formación es de 80-240m (Hoffstetter R., 1977), la Formación Hollín sobreyace discordantemente sobre la Formación Chapiza c. (6320-0990), en el área de Pangui es posible que se erosionó la Formación Napo, razón por la cual se encuentra en contacto la Formación Hollín con la Tena c. (7440-0940).

Datos palinológicos indican que la base es del Aptiano y se considera que la secuencia llega hasta el Albiano Inferior.

Formación Napo (KN) (Cretácico (Albiano Inferior a Senoniano): La Formación Napo consiste de una sucesión de lutitas negras, calizas grises a negras y areniscas calcáreas la Formación varía en espesor de unos 200 metros a más de 700 metros.

De un modo generalizado esta Formación se conforma por tres Miembros: el Miembro Inferior, de 60-250 metros de espesor, se inicia en un conjunto basal de transición con la Formación Hollín y consiste de areniscas, lutitas, margas y pocas calizas; el Miembro Medio, de 75 a 90 metros de potencia, comprende calizas grises masivas en casos fosilíferas y estratificadas, dataciones paleontológicas indican una edad Turoniense; y el Miembro Superior, de 0 a 320 metros de espesor, es un conjunto de argilitas negras duras, contiene también material fosfático y pequeños horizontes de fosforita en forma diseminada.

Esta Formación en el sector de Gualaquiza se presenta en forma de calizas en partes metamorfizadas (pizarras negras y mármoles), con vetillas de calcita blanca y en parte mineralizadas con sulfuros, éstas se pueden ver por la carretera Ideal al Triunfo o también por la carretera a Cuenca c. (6950-6276).

Al Oeste de la población de Gualaquiza c. (6230-7671), se observan relieves monoclinales correspondientes a la Formación Napo, además se puede localizar la existencia de cavidades o cavernas que evidencian fenómenos kársticos con la existencia característica de estalactitas las que se han formado como producto de la filtración de aguas, con carbonato de calcio en disolución. Al NW de Gualaquiza esta Formación está representada por areniscas encontrándose además rodado de caliza con "pellets" de material fosfatado.

La Formación Napo sobreyace concordantemente a la Formación Hollín y subyace en discordancia a la Formación Tena.

La edad de la Formación Napo ha sido conocida (por microfauna de amonites) como Albiense Inferior en la base. La Napo Medio contiene amonites Turonienses alcanzando hasta el Campaniense.

Formación Tena (KPcT) (Maastrichtiense-Paleoceno): La característica principal de esta Formación está marcada por el cambio brusco de facies (a las margas gris obscuras marinas de la Napo Superior, siguen las arcillas de la Formación Tena). Presenta una discordancia entre el contacto de la Hollín y Tena c. (7440-0940).

El conjunto de la Formación está constituido por arcillas abigarradas de color rojo y pardo, presentado intercalaciones arenosas.

Además, dentro de esta Formación se observa lutitas con intercalaciones de areniscas y escasos conglomerados en la base y parte superior, la coloración roja de esta Formación se debe a la meteorización superficial, porque en muestras frescas se observa la coloración gris verdosa c. (6615-9720).

La potencia de la Formación Tena varía desde los 400 metros hasta los 600 metros.

La edad de la Formación Tena ha dado lugar a discusión, pero en gran parte es Maestrichtiense probablemente incluye el límite Cretáceo Terciario y quizá parte del Paleoceno Inferior (H. J. Tschopp, 1953; Thalmann, 1946).

Formación Tarqui (PT) (Pleistoceno): Esta Formación está constituida por un conjunto de rocas dispuestas en forma aproximadamente horizontal, consiste principalmente de una secuencia monótona de piroclastos de riolitas, andesitas, tobas, felsitas, cenizas volcánicas o ignimbritas; pudiéndose encontrar dentro de esta Formación lavas dacíticas y riodacitas.

Un afloramiento típico de rocas andesíticas se presenta en el tramo subandino del Río Cuyes.

En ciertas localidades se podría decir que ha existido actividad hidrotermal por la presencia de rocas que han sido fuertemente alteradas caolinizadas y/o silicificadas.

El espesor de esta Formación llega en unos casos a los 1200 metros y descansa discordantemente sobre la Formación Saraguro, recubre la Serie Zamora (División Loja). La pirita está ampliamente desarrollada, algunas vetillas atraviesan madera fosilizada. En esta madera fósil se han determinado edades que oscilan entre 25000 a 34000 años correspondientes al Pleistoceno Superior.

Depósitos Superficiales (Cuaternario): Se puede observar depósitos glaciales en las regiones montañosas de la Cordillera El Bestión en c. (9629-0728) y Ortega Alto (Noreste de Tutupali).

Todos los productos erosionados actualmente de la Cordillera Real son transportados por los caudalosos drenajes orientales, los mismos que son depositados en los tramos de los ríos en donde estos han perdido su forma de arrastre.

Debido a la migración de los ríos y a los cambios de niveles de base, se han formado amplias terrazas aluviales a los costados de los ríos Gualaquiza, Cuchipamba, Cuyes y Bomboiza principalmente.

Además, se encuentran depósitos coluviales siguiendo las laderas de los valles.

Conjunto Tres Lagunas (XgTL): De acuerdo con estudios de investigación Geológica de la Cordillera Real, han permitido definir una nueva secuencia de rocas de tipo Granito-Granito Gneis, que se lo ha denominado Conjunto Tres Lagunas (Aspden, Viteri F., 1987). Afloramientos tipo dentro de esta Hoja se ubican en la población conocida como San Vicente, en el Río Zabala y Río Macuchi al Norte.

La composición de esta Conjunto es restringida, variando de granito-granodiorita-monzonita y entre los principales minerales máficos tenemos biotita y en ocasiones moscovita, en muestras de mano se puede ver cuarzo azul, megacristales de feldespato potásico; en la parte occidental el conjunto presenta una foliación con rumbos trans-cordillera y buzamientos fuertes hacia el Oeste. La edad del Conjunto Tres Lagunas es desconocida, teniendo actualmente sólo 2 dataciones K-Ar (Litherland, 1987) que han dado edades 76 ± Ma y 173 ± 4 Ma.

INTRUSIVOS

Otro tipo de intrusivos están representados por granitos-biotíticos y tonalíticos en el sector de Peña Blanca c. (3525-9835) estos granitos biotíticos se presentan como rocas compactas de textura alotriomorfa constituida por biotita, cuarzo, hornblenda y feldespato de coloración grisácea, correspondientes a la extensión norte del batolito de Zamora.

En el Río Chicaña c. (4230-9550) rocas intrusivas se las ha clasificado macroscópicamente como tonalitas, los minerales principales que se observan son: plagioclasa, feldespato, hornblenda.

Además, existe un intrusivo por el Río Bomboiza hasta la desembocadura de éste al Río Zamora (6205-7760), es de tipo cuarzodiorita cuyos fenocristales principales son hornblenda y cuarzo, siendo éstos a veces centimétricos.

Es importante notar que dentro del intrusivo cuarzodiorítico, se pueden observar zonas de baritina en forma de vetas lenticulares.

ESTRUCTURA

La unidad tectónica regional que controla la estructura de la región es la Cordillera de los Andes, la misma que parece estar junto al límite norte de la Deflexión Huancabamba.

Se ha realizado un análisis tectónico regional que abarca el conjunto de Formaciones que cubre el área de investigación de Oeste a Este tenemos las siguientes:

Las Formaciones volcánicas recientes (Fm. Tarqui) están ubicadas sobre las rocas más antiguas en forma discordante, especialmente cubriendo a las rocas del Conjunto Tres Lagunas y División Loja.

El Conjunto Tres Lagunas tiene una orientación con su clivaje NNE-SSW con fuertes inclinaciones al Oeste, en este conjunto en varios sectores (especialmente al Este) presenta microcizallamientos, pudiendo asumirse que el conjunto ha intruido a las rocas semipelíticas de la División Loja. Las rocas de la serie Zamora (División Loja) presentan un patrón tectónico fuertemente inclinado e indicando estructuras de deformación D2, con rumbos andinos, se puede observar también clivajes horizontales, esto nos daría una idea de pequeñas zonas de cabalgamiento hacia el Oeste existentes dentro de esta serie de rocas.

La zona subandina oriental que tiene su origen en el sobrecorrimiento de los Andes, sobre la cuenca sedimentaria del Zamora se ha derivado un conjunto de fallas inversas secundarias y paralelas a la falla principal, las mismas que se han dispuesto en forma alternada y discontinua a las Formaciones Hollín, Napo y Tena y en el sector meridional a la Formación Chapiza conjuntamente con el Miembro Misahuallí. Este sobrecorrimiento ha dado origen a un aumento de presión y temperatura que ha producido un metamorfismo de bajo grado en las Formaciones anteriores indicadas.

La parte baja está cubierta por formaciones sedimentarias y que corresponde al Valle de Zamora, dentro de este sector la mayor cantidad de fracturas se encuentran cubiertas, la zona en general se encuentra bastante afectada por fallas y lineamientos estructurales transversales de direcciones NNE-SSW a N-S paralelas a la foliación de las rocas metamórficas de la Serie Zamora.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

La historia geológica comienza con una depositación de sedimentos marinos en toda el área, en el geosinclinal paleozoico y/o en un basamento posiblemente de edad precámbrica, estos sedimentos fueron plegados isoclinalmente con un eje de dirección aproximada norte-sur y en planos casi verticales, esta secuencia fue metamorfizada y deformada en grados variables, constituyendo así el núcleo de la Cordillera Real.

Durante el Mesozoico un gran volumen de sedimentos que constituyen la Formación Santiago (Jurásico Inferior) se acumularon en el miogeosinclinal de la Cuenca Oriental.

Con la efusión de lavas y rocas piroclásticas de tipo andesítico habrá culminado la fase superior de la orogenia andina, dando origen al Miembro Volcánico Superior Misahuallí e iniciándose un régimen tectónico de tipo platafórmico mariginal (Miogeosinclinal) que controló en adelante toda la evolución geológica del área de estudio.

En el Cretácico, en la Cuenca Miogeosinclinal del Oriente, sobre una superficie erosionada se depositó un conglomerado basal compuesto de fragmentos provenientes de la Formación Chapiza dando inicio así a la depositación de facies de tipo deltaico, donde se distingue las fases del Miembro Inferior y Medio de la Hollín, el Miembro Superior se depositó en un ambiente cercano a la playa en condiciones de alta y mediana energía, entre los bancos de areniscas de este miembro se encuentran intercalaciones de lutitas, es probable que en este período dio inicio al plutonismo en la región.

En el Cretácico Superior y comienzos del Terciario Inferior, tuvo lugar una amplia transgresión marina de un mar epicontinental, que tuvo su origen en los esfuerzos compresionales producto de la subducción del fondo oceánico.

El hundimiento paulatino del área se interrumpía con levantamientos y regresiones, depositándose en este ambiente la Formación Napo, en el Maestrichtiense sobre una superficie irregular de erosión se depositaron areniscas cuarzosas mal seleccionadas y arcillas abigarradas rojas de la Formación Tena, en ambientes continentales; para finalmente en el Eoceno, la Fase Pirinaica de la Orogenia Andina actúa con gran intensidad, los Andes se levantaron rápidamente produciendo la erosión de rocas metamórficas e ígneas que fueron transportadas hacia las cuencas exteriores e interiores al pie de la cordillera.

En el Terciario Inferior se presume la existencia de un periodo de deformación o levantamiento, ésta es una primera fase de la Orogenia antigua que estuvo acompañada por eventos volcánicos y plutónicos.

Los plegamientos y cabalgamientos probablemente se iniciaron en la zona de falla de sobrecorrimiento y consecuentemente continua con el levantamiento de los Proto-Andes.

En la etapa Post-Eocénica, el volcanismo se reinicia en toda la región durante el Oligoceno con la depositación del Grupo Saraguro y continúa con el Mioceno, en el Pleistoceno hay evidencia de una depositación de volcánicos de la Formación Tarqui, el levantamiento con erosión de la Sierra permitió la acumulación de depósitos de piedemonte y terrazas, procesos de erosión y acumulación que subsisten hasta la actualidad.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La pequeña minería desarrollada en el área de estudio corresponde a la explotación de lavaderos auríferos en los Ríos Shingata, Canicato así como también en la mayoría de los aluviales y terrazas de los ríos de la Región Amazónica como el Cuyes, Bomboiza y Yacuambí, etc. Otros tipos de concentración aurífera se ubica en Ortega Alto y Espadillas, en la Cordillera de Manga Urcu.

Dentro de la Formación Misahuallí se puede localizar indicios de sulfuros masivos (plomo, zinc, hierro) principalmente en el sector de coordenadas (6215-9820).

Dentro del Conjunto Tres Lagunas se ha tenido resultados favorables de casiterita y wolframita.

En cuanto a la mineralización no metálica, podemos indicar la existencia de una importante variedad en las Formaciones Cretácicas, donde se explotan arcillas producto de las capas meteorizadas de las lutitas de la Napo, arenas silíceas de la Hollín dentro de la cual se puede observar la existencia de vetillas de carbón c. (5280-9530), tipos de material que son utilizados especialmente en la industria y la construcción.

La cubierta pleistocénica denominada Formación Tarqui, se caracteriza por la presencia de caolín y feldespatos, consecuencia de alteraciones hidrotermales y meteorizaciones, depositándose de esta manera grandes cantidades de caolín de alta calidad, actualmente explotación en los páramos de la Cordillera El Bestión y Shingata.

REFERENCIAS

BALDOCK J. W (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1.000.000) I.G.S., Quito, Londres, Reino Unido.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique Vol. V., Amerique Latine, Equateur, C.N.R.S., Paris, Francia.

ENCALADA V. (1985) Mapa Geológico del Austro del Ecuador (Jurisdicción del CREA), escala 1:200000, Quito.

KENNERLEY J. B., ALMEIDA L., CALLE J. (1973) Hoja Geológica de Saraguro N° 55, escala 1:100000, DGGM, Quito.

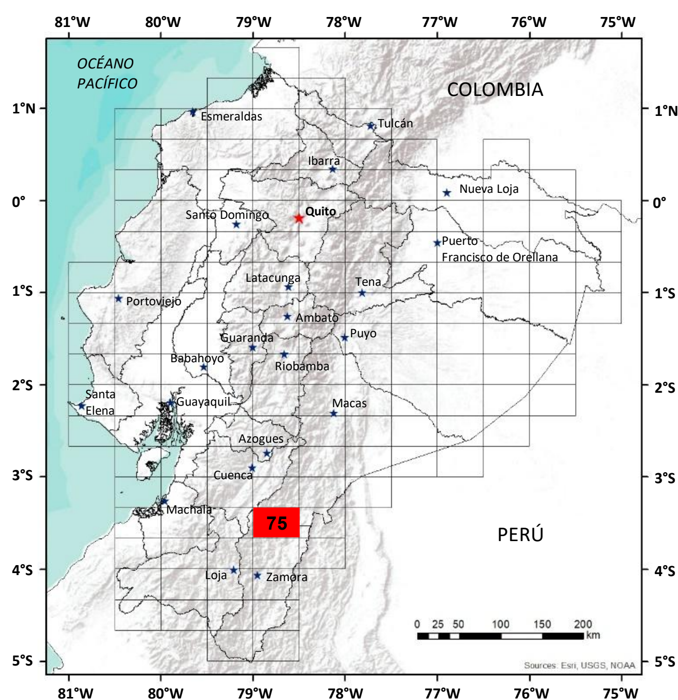
LITHERLAND M. (1987) Informe Anual del Proyecto Cordillera Real (BGS-INEMIN), Quito, Ecuador.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Quito, Ecuador, 383 p.

TROUW RUDOLPH (1976) Cuatro Cortes por la Faja Metamórfica de la Cordillera Real, Quito.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969) Exploration and Preliminary Evaluation of Metallic Mineral Deposits (Operación N° 5, Austro), Technical Report N°5. Survey of Metallic and Non-Metallic Mineral UNDP New York, Quito.

WOLF T. (1892) Geografía y Geología del Ecuador, Brockhaus Leipzig, 671p.



HOJA GEOLÓGICA-75
GUALAQUIZA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Gualaquiza se localiza en el sureste del Ecuador, en la Zona Subandina, dentro de la provincia de Morona Santiago, específicamente en el cantón Gualaquiza. Cubre un área aproximada de 2.072 km². El acceso principal desde la ciudad de Quito es por vía terrestre a través de la Troncal Amazónica (E-45) que conecta con Gualaquiza, El Pangui y San José de Yacuambi. Como alternativa, se puede tomar la Troncal de la Sierra (E-35) hasta Cuenca, y desde allí continuar por las vías Gualaceo–Sigsig–Chigüinda–Gualaquiza o Gualaceo–Plan de Milagro–San Juan Bosco–Gualaquiza.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el **Precámbrico**, el **Gneis Plan del Oso (Ꝑ$_{Po}$)** está compuesto por gneises y esquistos micáceos y sericíticos, con foliación y textura lepidoblástica, se dispone como techos colgantes sobre el Complejo Intrusivo de Zamora y presenta intensa silicificación [1]. En el **Paleozoico**, el basamento regional está representado por la **Formación Chigüinda (C$_{C}$)** conformada por cuarcitas impuras, esquistos micáceos y filitas depositadas en un ambiente marino de cuenca intracratónica o margen pasivo [1], [2]. Dataciones U–Pb han determinado edades entre 318 a 367 Ma [2], lo que sugiere que su depósito tuvo lugar en una cuenca sedimentaria durante el **Carbonífero**. Parcialmente contemporáneo, el **Complejo Peñas Blancas (PzTR$_{Pb}$)** formado por cuarcitas impuras, granitoides y tobas deformadas y recristalizadas, se infiere que se depositó desde el **Paleozoico** hasta el **Triásico Inferior**.

Durante el **Mesozoico**, en el **Triásico**, el rifting cortical favoreció la intrusión de granitoides tipo “S” como el **Granito Tres Lagunas (TR$_{TI}$)**, caracterizado por la presencia de cuarzo azul y textura hipidiomórfica. Las edades de cristalización oscilan en torno a los 231 ± 1.5 Ma [3], [4].

En el **Jurásico**, se emplazó el Comple**jo Intrusivo de Zamora (JZ)** compuesto por granodioritas y diques andesíticos con edades entre 210 a 145 Ma [1] y representan la raíz del arco continental formado en dicha época. La **Formación Upano (J2K1$_{U}$)** está compuesta por esquistos verdes y metaandesitas, presenta edades entre 160 a 137 Ma y es el equivalente metamórfico del arco volcánico calco-alcalino representado por la **Formación Misahuallí (J2K1$_{M}$)**, integrada por andesitas porfíricas verdes cuyas edades varían entre 172 a 132 Ma [5], [6].

Durante el **Cretácico**, se registra la sedimentación de la **Formación Hollín (K1$_{H}$)** correspondiente a un sistema fluvial-costero del **Aptiano–Albiano**. Posteriormente, se deposita la **Formación Napo (K$_{N}$)** del **Albiano-Campaniano** conformada por lutitas, calizas y areniscas glauconíticas que representa el cambio en el nivel del mar, desarrollándose ambientes estuarinos, deltaicos y de plataforma somera [7].

En el **Cenozoico**, durante el **Neógeno** se desarrolló la **Formación Tarqui (MPL$_{T}$)**, que es el arco volcánico del Mio-Plioceno con edades determinadas entre 6.8 a 5.1 Ma [8].

Los cuerpos intrusivos aflorantes presentan composición granodiorítica y diorítica que afectan a las formaciones del **Jurásico** y **Cretácico**.

En el **Cuaternario**, se identifican diversos depósitos superficiales. Los **Depósitos Glaciares (Q$_{G}$)** compuestos por bloques, gravas y arcillas que afloran en sectores como la Laguna Cado y el cerro Hierba Buena. Las **Terrazas Aluviales (Q$_{T}$)** compuestas por clastos heterogéneos en matriz arenosa, se ubican a lo largo del río Zamora. Los **Depósitos Coluviales (Q$_{C}$)** asociados a antiguos deslizamientos, son evidentes en zonas como Namacuntza y La Argelia. Finalmente, los recientes **Depósitos Aluviales (Q$_{A}$)** de amplia distribución y actividad, se desarrollan en los valles de los ríos Chuchumbletza y Machinaza Bajo.

La geología estructural está caracterizada por un conjunto de fallas de importancia regional que han condicionado la evolución tectónica desde el **Paleozoico**. En el sector occidental, predominan fallas inversas de rumbo NE–SO. Entre las principales estructuras están la Falla Llanganates presentando esquistosidad subvertical hacia el oeste.

La Falla Cosanga–Méndez constituye el límite fisiográfico entre la Cordillera Real y la Zona Subandina. Hacia el suroriente, la Falla Nangaritza de naturaleza transcurrente con componente inversa, separa las formaciones volcánicas del **Jurásico** de las sedimentarias del **Cretácico**. Además de las fallas Burra Playa e Indanza, con estas estructuras se refleja una historia geodinámica prolongada, caracterizada por fases de acreción, inversión tectónica y deformaciones sucesivas hasta eventos del **Neógeno** y glaciaciones del **Pleistoceno**.

REFERENCIAS

[1] M. LITHERLAND, J. A. ASPDEN & R. A. JEMIELITA (1994) The metamorphic belts of Ecuador Cover photograph. British Geological Survey.

[2] R. SPIKINGS, A. PAUL, C. VALLEJO & P. REYES (2021) “Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera real, Ecuador: 40Ar/39Ar analyses and detrital zircon U/Pb geochronology,” Gondwana Res., vol. 90, pp. 77–101, doi: 10.1016/j.gr.2020.10.009.

[3] R. SPIKINGS ET AL. (2015) “The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma),” Gondwana Res., vol. 27, no. 1, pp. 95–139, doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004.

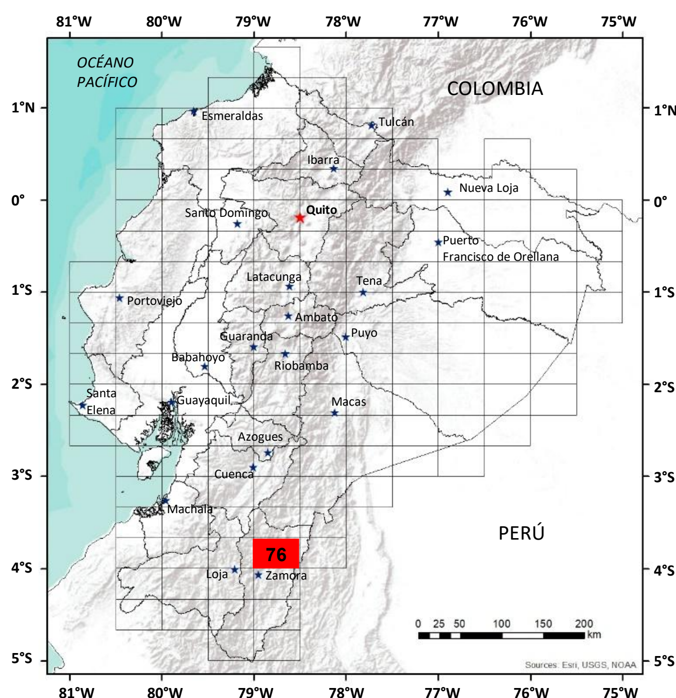
[4] R. COCHRANE ET AL. (2014) “Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea,” Lithos, vol. 190–191, pp. 383–402, Mar, doi: 10.1016/j.lithos.2013.12.020.

[5] N. ROMEUF (1995) “Volcanisme jurassique et métamorphisme en Équateur et au Pérou. Caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Implications géodynamiques.,” Aix-Marseille.

[6] C. W. ROMERO ET AL. (2025) “Geochemical, petrographic, and geochronologic framework for the Salado Block of eastern Ecuador: Implications for Andean tectonics and Amazon basin evolution.,” Int. Geol. Rev. 87(1).

[7] C. VALLEJO ET AL. (2021) “Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America,” Glob. Planet. Change, vol. 204, Sep, doi: 10.1016/j.gloplacha.2021.103555.

[8] D. HUNGERBÜHLER ET AL. (2002) “Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador,” Earth-Science Rev., vol. 57, no. 1–2, pp. 75–124, doi: 10.1016/S0012- 8252(01)00071-X.



HOJA GEOLÓGICA-76
PAQUISHA (1989)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Geológica de Paquisha a escala 1:100000, se encuentra ubicada en la parte suroriental del país, en las estribaciones de la Cordillera Real y parte de la Cordillera Oriental del Cóndor, perteneciente a la Provincia de Zamora Chinchipe.

Comprende rocas de edad Paleozoica, Rocas Ígneas Jurásicas, Sedimentarias Cretácicas y una gama de depósitos superficiales.

Tiene como principales vías de acceso a la zona de estudio: el carretero de segundo orden que conecta las ciudades de Loja y Zamora y la vía que avanza desde Cuenca a Gualaquiza y Yanzatza, además de pocos caminos vecinales de herradura.

El principal sistema de drenaje lo constituye el Río Zamora y sus afluentes principales: los Ríos Yacuambí y Nangaritza, este último se une al Zamora en el sitio de Los Encuentros.

El clima es variable, con dos zonas bien marcadas: clima templado permanente húmedo, hacia el extremo Oeste y clima tropical lluvioso hacia la parte suroriental de la Hoja. Con precipitaciones medias anuales de 2000 y 3000mm respectivamente. La vegetación es alta y espesa, reemplazada en algunos sectores donde existe influencia humana por pastizales y ciertas variedades de cultivos. Morfológicamente la zona está constituida por relieves moderados a bien marcados, generalmente muy disectados, desarrollados sobre rocas paleozoicas y cenozoicas de la zona subandina, fuertemente deformados y plegados por la orogenia andina.

GEOLOGÍA

El área mapeada está compuesta por rocas metamórficas, rocas volcano-sedimentarias y depósitos superficiales, además de cuerpos intrusivos; con edades que van desde el Paleozoico al Cuaternario.

Grupo Zamora (P_{Zz}) (Paleozoico inferior al superior?): Localizado en el sector Noreste y Suroeste de la Hoja, abarcando un 20% de la misma.

Los principales afloramientos se encuentran en la vía La Saquea-San José de Yacuambí; el afloramiento más representativo se localiza en el sector del Río Quimi c. (308-834); constituido fundamentalmente por rocas metamórficas de bajo grado; filitas, esquistos y cuarcitas, ubicándose en la parte suroeste un granito metamorfizado de origen supuesto metasomático; continuación del Intrusivo Tres Lagunas presente en la Hoja Saraguro. Este cuerpo intrusivo tiene dataciones radiométricas que le asignan una edad de 168 millones de años, razón por lo que al Grupo Zamora se le atribuye una edad que va del Paleozoico Inferior al Superior?

Zona De Skarn (JSK): Conocido como “Minas de Nambija”, está localizado al Sureste del Ecuador, Provincia de Zamora-Chinchipe (Cordillera de Tzunantza), es una franja que se extiende en dirección norte-sur y su prolongación alcanza parcialmente la Hoja de Paquisha.

Pocos estudios de carácter científico se han escrito sobre Nambija:

Pillajo E. (1983) publicó un análisis sobre Geología Económica referente a la explotación.

Santamaría W. (1983) menciona unos sedimentos correspondientes a las Formaciones Macuma y Santiago inmersos en el Batolito de Zamora, afectados por metamorfismo de contacto y metasomatismo.

Salazar E. (1987) (Congreso Geológico de Minería, Guayaquil), menciona una secuencia estratigráfica constituida por calizas bien estratificadas con intercalación de argilitas silicificadas y también pizarras estratificadas y lavas porfiríticas. Estas rocas al haber sido sometidas a procesos de metamorfismo y metasomatismo que cambiaron totalmente su textura original, transformando a las calizas en rocas calcosilicatadas de un depósito tipo skarn? Las argilitas y pizarras por efectos de silicificación en cuarcitas y las lavas propilitizadas debido a la alteración hidrotermal.

La zona de skarn está asociada a una gran falla regional que mantiene una dirección norte-sur y que alinea los sitios de explotación de Nambija, Campanilla y Campana; existiendo una gran cantidad de fracturas transversales que habrían influido en el enriquecimiento de la mineralización; siendo el oro el mineral más importante que se explota en la actualidad, también se observó la presencia de scheelita en pequeñas vetillas, pirita aurífera y sulfuros de Cu y Zn.

Batolito de Zamora (G) (Jurásico Medio?): Localizado al sur del país, en la Provincia de Zamora-Chinchipe; tiene una extensión mínima de 1800 km^2 y ocupa un área considerable dentro de la Hoja Paquisha, este cuerpo intrusivo se extiende con una dirección norte-sur, formando parte de la Cordillera del Cóndor que penetra al Perú.

Existen otros batolitos y plutones cercanos que probablemente están genéticamente relacionados, estos son los Batolitos de Zumba y Portachuelo y el Plutón del Río Numbala. El Batolito de Zamora se caracteriza por estar compuesto de leucogranodioritas y granodioritas hornbléndicas.

Kennerley (1973), describe dos cuerpos de granito biotítico metasomático en el área de Zamora; el Intrusivo Tres Lagunas localizado aproximadamente 40km al NW del Batolito de Zamora y un cuerpo sin nombre localizado 20km al Este de Loja, siendo este último el que se localiza en la parte SW de la Hoja Paquisha.

Dataciones radiométricas de estos cuerpos intrusivos sugieren un ciclo magmático del Jurásico Medio en 168 millones de años, este ciclo es más ácido y está caracterizado por la presencia del feldespato potásico rosado.

Formación Chapiza (JKCh) (Jurásico): Nombre dado por Goldschmid en 1940 a los afloramientos de rocas observadas a lo largo del Río Chapiza. Esta Formación de carácter continental se halla ampliamente distribuida en el sector del Suroriente bajo el Substrato Cretácico.

Tschopp (1953) realiza una subdivisión observable a la localidad tipo:

Chapiza Inferior: Consistente en una alternancia de lutitas con areniscas de color gris y rosado intercaladas por evaporitas de más de 1500 metros de espesor.

Chapiza Medio: Alternancia similar de lutitas y areniscas con intercalaciones de evaporitas y con un espesor de 1000 metros.

Chapiza Superior o Miembro Misahuallí: Intercalación de lutitas, areniscas, conglomerados y brechas tobáceas con 2000 metros de espesor.

En el área de estudio esta Formación se halla ocupando la parte central de la Hoja, pudiendo observarse como una secuencia de lutitas arenosas color violáceo pero muy intemperizadas a 300 metros del sitio La Saque c. (392-678) y en zonas aledañas como El Chamico, San Vicente c. (423-638); las rocas son lavas afaníticas de color gris verdoso conteniendo mineralización diseminada de pirita. Existen también afloramientos de hasta 20 metros de espesor de lavas rojo violáceo, en afloramientos de carácter masivo muy fracturados, esto se puede observar en el sitio de la Quebrada Yanzatza c. (459-766). Estas lavas con seguridad corresponden al Miembro Superior de la Formación Chapiza o Miembro Misahuallí del Cretácico Inferior.

Formación Hollín (KH) (Cretácico Inferior): Esta Formación sedimentaria conocida en 1927 por Wasson y Sinclair en su localidad tipo a lo largo del Río Hollín cerca de la ciudad de Tena.

En el área esta Formación se extiende hacia la parte noreste de la Hoja Los Encuentros y los principales afloramientos son observables a lo largo del carretero que une las poblaciones de Los Encuentros-Pangui, también se los encuentra como bloques caídos en el Río Zamora y se localizan formando bancos compactos de arenisca cuarzosa color blanco, siendo el tamaño del grano de granulometría variable de grueso a fino con intercalaciones de lutitas arenosas de color obscuro.

El rumbo general de la Formación es NE-SW y con buzamientos de 38° hacia NW.

En el sitio Buena Fe c. (659-923) encontramos una mina activa de arena silícea, en donde el material está compuesto por una arenisca muy limpia, textura sacaroidea en afloramientos que sobrepasan los 4 metros.

La Formación Hollín forma paredes y taludes fuertes, observables a lo largo del Río Zamora a la altura del poblado Los Encuentros-El Pincho.

La Formación Hollín descansa en discordancia angular sobre la infrayacente Formación Chapiza (Miembro Misahuallí) y en concordancia con las rocas de la Formación Napo, su espesor varía de 80 a 240 metros.

A esta Formación se le ha asignado una edad sobre bases palinológicas, datos que indican que la base corresponde al Aptiano y toda la secuencia avanza hasta el Albiano Inferior (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Formación Napo (KN) (Cretácico): Esta Formación Cretácica denominada por Wasson y Sinclair como “Calcáreo del Napo” consiste en una serie variable de calizas de color gris negro entremezcladas con areniscas calcáreas y un gran porcentaje de arcilla pizarrosa negras y azules, conteniendo las calizas y arcillas gran cantidad de fauna. Así las calizas contienen abundancia de Amonites y otros fósiles. Las arcillas encierran una microfauna (foraminíferos), etc.

La Formación Napo aquí se presenta como un nivel de calizas blancas, recristalizadas, con 3 metros de espesor, subiendo la Formación encontramos vestigios de moluscos (Pecten), la secuencia continúa con niveles de rocas obscuras como lutitas grises y negras, observándose también cierto bandeamiento o plegamiento en la estratificación, con un rumbo N-S y buzamiento de 75° hacia el W, asociado a este plegamiento encontramos concreciones con sulfuro de hierro (pirita) diseminado. La litología, la abundancia de fósiles y materia orgánica, sugieren que su origen se dio en un ambiente de sedimentación de facies marinas calcáreas de aguas someras en un mar transgresivo.

Formación Tena (KPcT) (Cretáceo Superior-Paleoceno): La Formación Tena entra en un área muy reducida en la Hoja Paquisha observándose buenos afloramientos a 3 km hacia el norte del poblado Pachicutza Bajo, en el sitio Chiches c. (674-975) se trata de lutitas arenosas color violáceo, variando a un color blando-rojizo con un rumbo general Noroeste.

Las rocas de la Formación Tena se encuentran sobre la Formación Napo en discordancia erosional, pues existe un cambio repentino de facies, el tope de la Formación Napo sufrió erosión y existe un hiato en la sedimentación durante y parte del Campaniense.

En el afloramiento observado es posible encontrar conglomerados interestratificados, conteniendo guijarros de cuarzo con diámetros entre 1 y 7 cm.

Según Tschopp, la ausencia de organismos marinos en la parte superior de la Formación y una típica coloración rojiza confirmaron una depositación en ambiente continental.

Depósitos glaciares (dg) (Pleistoceno): Se han observado pequeños depósitos glaciares en las depresiones montañosas de la Cordillera de Sadal. Provenientes de la zona de Fierro Urcu (Hoja de Loja).

Depósitos aluviales: Generalmente los ríos que desembocan hacia el Oriente forman planicies aterrazadas, las mismas que en algunos sectores son de considerable extensión y sirven como plantaciones y potreros.

Estas terrazas se localizan a lo largo de las riberas de los ríos principales como los Ríos Zamora, Nangaritza, Yacuambí, Quimi, Chicaña, etc., compuestos por material de arrastre como grandes y pequeños bloques de intrusivo, lavas de la Formación Misahuallí y bloques de la Formación Hollín, cabe mencionar que en algunos sitios donde están asentadas se extrae oro aluvial.

Terrazas (t) (Holoceno): Hacia la parte superior media de la Hoja Los Encuentros, Sector San Vicente, se extiende una terraza indiferenciada compuesta por material arcilloso y arenoso.

Depósitos coluviales (c): Formados por material meteorizado y transportado por acción de la gravedad hacia las partes bajas.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los cuerpos de roca aflorantes en el área de estudio se presentan a manera de franjas en sentido Noreste-Suroeste. Las rocas metamórficas evidencian una foliación en sentido aproximado norte-sur con fuertes buzamientos preferentemente hacia el Oeste.

La zona ha sufrido un fuerte tectonismo, especialmente en la parte occidental de la Hoja, siendo afectada por un fallamiento regional, donde destacan tres importantes fallas con rumbo preferencial NE-SW, una de ellas considerada la gran falla de cabalgamiento que en la parte sur de la Hoja sirve de contacto entre el metamórfico conocido como Grupo Zamora, con rocas del cuerpo intrusivo Batolito de Zamora y hacia el norte entre el metamórfico y rocas cretácicas conocidas como Grupo Limón.

Otras dos fallas que si bien tienen carácter regional, sin embargo, no son de mayor extensión, una de ellas es la falla que del cabalgamiento se bifurcó en la población de Cumbaratza para dirigirse hasta General Plaza G. y posiblemente está relacionada con una estructura anticlinal que avanza hasta la ciudad de Macas, existe otra falla de menor escala que viene desde Gualaquiza cortando a la Formación Cretácica conocida en este sector como Grupo Limón y que avanza hasta el Río Zamora, relacionada también con una estructura sinclinal arriba del poblado de Chicaña.

La zona correspondiente a la estructura mineralizada conocida como skarn de Nambija, se encuentra delimitada por dos fallas de tipo regional, está asociada posiblemente a levantamientos o dislocaciones de carácter estructural originados en el Precretácico.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

La historia geológica de la zona que comprende la Hoja Paquisha, comienza con la deposición de sedimentos marinos a través de toda el área en el geosinclinal paleozoico sobre un basamento de posibles rocas Precámbricas.

Continuando la sedimentación desde la Orogenia Varística hasta el cierre del período Carbonífero.

El grueso espesor de sedimentos se plegó isoclinalmente con ejes N-S y planos axiales casi verticales.

Esta secuencia metamorfoseada en la zona es conocida como Grupo Zamora, el grado de metamorfismo aumenta de esquistos verdes en el Oeste a facies anfibolita en el este.

El granito porfiroblástico denominado Tres Lagunas (Hoja de Loja y Paquisha) se cree que formado en este tiempo por procesos metasomáticos.

El denominado Batolito de Zamora carece de porfiroblastos y fue probablemente intruido como magma.

El Skarn de Nambija se formó probablemente en esta época al sufrir también procesos de metamorfismo de contacto y metasomatismo.

Las rocas metamorfoseadas del paleozoico levantado, fueron erosionadas mientras condiciones continentales prevalecieron y al no existir evidencias de rocas Pérmicas y Triásicas, hasta que tuvo lugar un hundimiento para formar el geosinclinal Mesozoico. El mismo que yace entre las Cordilleras de rocas Paleozoicas Amotape de Perú y Oriental, extendiéndose hacia el Norte en el Ecuador y hacia el Sur en el Perú.

Por la ausencia de rocas Jurásicas de sedimentación típicamente marina; (la Formación Chapiza de carácter continental) formada posiblemente en el Jurásico Superior, juega un papel fundamental en la formación de la Cordillera Oriental Nor-andina (Fase Orogénica Peruana). El Cretáceo con la extrusión desde el centro del geosinclinal de grandes volúmenes de volcánicos andesíticos.

Hacia fines del Cretáceo, con la llegada de la Orogenia Laramídica las rocas cretácicas depositadas (Hollín, Napo, Tena) fueron plegadas con un eje NW-SE y a fines del Cretáceo un levantamiento trajo consigo el final de la depositación marina en la parte Este de la región, convirtiéndolas en continentales, con lo cual se marca el inicio del período Terciario.

Durante el Terciario el volcanismo se concentró principalmente al Noreste de Saraguro, sobre rocas paleozoicas y reducidos espacios de este volcanismo son las Cuencas de Loja y Malacatos, con la Orogenia Cascadiana (Reporte N° 23; J. B. Kennerley, 1973) que levantó toda el área, termina el período Terciario, en donde las condiciones continentales quedan establecidas permanentemente. La formación de las terrazas de los ríos y los numerosos derrumbes tienen lugar en tiempos recientes.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La región suroriental del país ha sido considerada como una de las zonas potencialmente más ricas y promisorias en lo que tiene relación con la existencia de yacimientos de rendimiento económico tanto metálico como no-metálicos.

En lo que comprende la Hoja Paquisha por referencias se conoce de la existencia de lavaderos auríferos en los Ríos Yacuambí, Quimi, Quebrada La Ciudad y en los Ríos Zamora y Nangaritza, explotados en forma artesanal. En la actualidad la Provincia de Zamora Chinchipe ha cobrado un gran renombre, pues ha sido redescubierta una mina abandonada desde tiempos de la colonia, conocida como "Minas de Nambija", constituyéndose la Provincia en un centro minero, se trata de un yacimiento tipo Skarn donde se encuentra oro de 23 kilates, está siendo explotado con técnicas muy rudimentarias. Otro asentamiento minero existe cerca de la ciudad de Zamora, denominan Tzunantza.

En cuanto a minerales no metálicos hemos constatado la utilización de arcillas de muy buena calidad provenientes de la alteración de los feldespatos de las rocas intrusivas, entre Piuntza y Jimbuentza para la fabricación de tejas.

REFERENCIAS

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1000000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito.

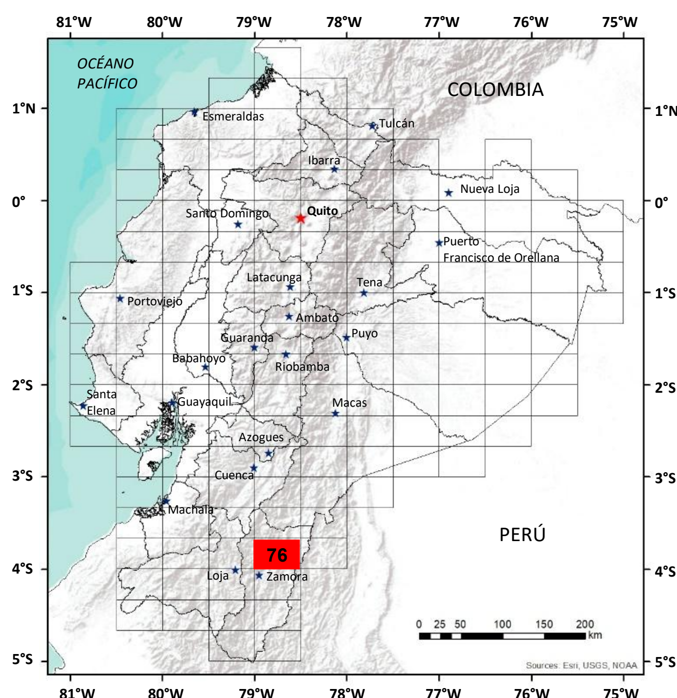
BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International; Ecuador. Second Edition. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja southern Ecuador. Institute of Geological Sciences. Overseas Geology and mineral resources. Report No 23, 24p.

SAUER, WALTHER (1965) Geología del Ecuador, Ministerio de Educación, Quito-Ecuador.

FEININGER T. (1975) Geología de la zona Arenillas–Puyango (Prov. de El Oro) Subcomisión Ecuatoriana PREDESUR. Dirección General de Geología y Minas, 1982: Mapa Geológico de la República del Ecuador, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito, Ecuador.

TSCHOPP H. J. (1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Vol. 37, 234.



HOJA GEOLÓGICA-76 PAQUISHA (2014)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra ubicada al sur del Ecuador, en la provincia de Zamora Chinchipe, abarca los cantones Yantzaza, Los Encuentros y Paquisha. Comprende las hojas topográficas del Instituto Geográfico Militar (IGM) escala 1:50000 de Yantzaza, Zumbi, Los Encuentros y Paquisha, formando un rectángulo de 2072 km^2. La zona presenta alturas que van desde la cota 800 hasta 3200 msnm. El acceso se realiza por vía terrestre a través de la carretera de primer orden que va desde la ciudad de Loja a Zamora y luego por la denominada troncal amazónica Zamora-Cumbaratza-Yantzaza. También se puede acceder desde la ciudad de Macas, por la troncal amazónica de norte a sur, Macas-Gualaquiza-Yantzaza.

GEOLOGÍA

La zona de estudio se encuentra en el dominio geológico de las estribaciones orientales de la Cordillera Real conocida como zona Subandina. En esta zona se han definido unidades de las divisiones litotectónicas de los terrenos Loja, Salado y Amazónico (Aspden & Litherland, 1992). La Cordillera Real está conformada por varios cinturones paralelos de rocas metamórficas pre-cretácicas, caracterizadas como divisiones compuestas de unidades litotectónicas de orientación NNE-SSW, controlados por fallas o suturas regionales (Aspden & Litherland, 1992). En estas unidades litotectónicas metamorfizadas están involucrados además granitoides tipo “S” y tipo “I” (Aspden et al, 1992).

LITOESTRATIGRAFÍA

Metamórficos Indiferenciados (¿PE?): Estos cuerpos de rocas metamórficas afloran como “roof pendant” alineados con rumbo NE en la parte central de la hoja geológica de Paquisha 1:100000, específicamente en los sectores de Namírez, Valle Hermoso, quebrada Wambuscaro y Guambime. Afloramientos tipo se observan desde el poblado de Chicana hasta El Oso (UTM: 752088E; 9593636N). Se trata de rocas tipo gneis, ocasionalmente aparecen intercalaciones de esquistos y filitas. Estos “roof pendant” metamórficos se encuentran levantados por el batolito de Zamora, esto causa silicificación en la roca. En el sector de Guambime son afectados por intrusivos más jóvenes que provocan alteración hidrotermal. Estas rocas han sido interpretadas posiblemente como parte del basamento cratónico metamorfizado producto de la geodinámica que dio lugar a la actual Cordillera Real, por esta razón se las atribuye al Precámbrico.

Unidad Chigüinda (Pz_{Ch}): (Litherland et al., 1994) Se encuentra aflorando al NO de la hoja geológica de Yantzaza en ambas márgenes del río Ingenio. Afloramientos tipo se localizan en la margen izquierda de la quebrada Chivato (UTM: 729414E; 9593 473N) y cerca del sector de Barbascal (UTM: 723936E; 9594357N). Se encuentra dentro de una secuencia intercalada de esquistos sericíticos, micáceos, filitas y pizarras negras de protolito sedimentario. En el sector de Barbascal se observan a las filitas y pizarras intercaladas con paquetes métricos de cuarcitas. Al pie de la Loma Chivato se encuentran intruidas por diques volcánicos de composición dacítica. Las filitas están compuestas de cuarzo, moscovita y sericita, los esquistos son pelíticos y en su mineralogía presentan cuarzo, plagioclasa, ortopiroxenos, moscovita y sericita. En la parte noroccidental del mapa geológico de Paquisha, aparece acuñada tectónicamente por la Unidad Sabanilla. Siguiendo hacia el este en el sector del poblado de Yacuambí, se encuentra en contacto tectónico con la Unidad Piuntza. Es considerada de edad Paleozoica (?), sin embargo, esta edad es incierta (Litherland et al., 1994 en Reyes 2006).

Unidad Sabanilla (Tr_{Sb}): (Litherland et al., 1994) se la encuentra como un cinturón que atraviesa el borde occidental de las hojas 1:50000 de Yantzaza y Zumbi. Los afloramientos tipo fueron identificados en la quebrada Dos Hermanos (UTM: 723239E; 9564 087N)y en la quebrada El Queque (UTM: 724188E; 9560443N). su litología comprende migmatitas, ortogneises, gneises biotíticos de varios tamaños de grano y esquistos micáceos, en su mineralogía se observa plagioclasa, cuarzo, piroxeno, hornblenda, feldespato de k, biotita, moscovita y cianita, en menor cantidad cordierita y granate. En el sector de Valle Hermoso estas rocas se encuentran levemente alteradas por hidrotermalismo, con presencia de vetillas de cuarzo y sulfuros diseminados. En un corte desde el sector de Queque a Cumbaratza se observa el contacto de falla entre los gneis de Sabanilla y el batolito de Zamora por la falla de Palanda. Edades K-Ar en micas reportan 70-80 Ma y en hornblenda alrededor de 130 Ma, con Rb-Sr en roca total señala edades de 224 ± 37 Ma; las edades K-Ar indican eventos metamórficos y las Rb-Sr indican la edad de la roca (Litherland et al., 1994).

Unidad Piuntza (Tr_{Pz}): (Litherland et al, 1994). Está expuesta en la parte sur-central de la zona de estudio, en el contrafuerte de Nanguipa, extendiéndose hacia la hoja geológica de Zamora. un afloramiento representativo se encuentra en las coordenadas UTM: 745157 E; 9557716N. Su litología corresponde a rocas volcano- sedimentarias y volcánicas, con un cierto grado de metamorfismo de contacto, entre ellas se pueden encontrar tobas silicificadas. En la composición mineralógica de la roca se observa plagioclasa, piroxeno y vidrio volcánico. En la hoja de Paquisha, se establece que esta unidad volcánica se encuentra sobreyacida en discordancia por las lavas de la Unidad La Saquea. Fósiles bivalvos en una secuencia de limolitas calcáreas skarnificadas cerca de las poblaciones de Piuntza y Nambija, en el río Timbara se define la localidad tipo y se señala una edad del Triásico medio a tardío (Litherland et al., 1994).

Formación Misahuallí Indiferenciada (J_{Mi-i}): (Goldschmid en Tschopp, 1948). En esta unidad se agrupan las rocas que no fueron diferenciadas de la antigua formación Misahuallí. Su litología está constituida por andesitas basálticas, andesitas, traquitas, tobas gres a verdes y brechas interestratificadas. Se encuentran afectadas por la intrusión del Batolito de Zamora y hacia el este en contacto discordante con los conglomerados de la Formación Suárez. Hall y Calle, 1982, citan una edad de 132 Ma para la Formación Misahuallí. Litherland et al., 1994, reportan lavas que dan edades K-Ar de 230 Ma y 143 ± 7 Ma.

Unidad Nueva Esperanza (U_{NE}): Esta unidad corresponde a una discriminación de la Formación Misahuallí. Aflora hacia la parte nororiental de la zona de estudio, los afloramientos tipo se encuentran en la margen izquierda de la quebrada Nueva Esperanza (UTM: 754384E; 9573566N) y en el sector de La Tapaza (UTM: 756714E; 9577156N), correntada Larga (UTM: 758 850E; 9584253N), Muchime, Mercadillo y San Ignacio. Constituye tobas, ignimbritas y volcano-sedimentos de varios tamaños y polilíticos, en la mineralogía se observan plagioclasa alteradas y cristales rotos de hornblenda. Se la encuentra como un paquete de rocas no estratificadas; al norte de Chicaña, en el sector de la Quebrada El Salado se las observan sobreyacidas por la secuencia sedimentaria Cretácica correspondiente a las Formaciones Hollín y Napo. En el sector al norte de Los Encuentros está afectada por el Batolito de Zamora y por otros cuerpos intrusivos más jóvenes. Esta unidad puede ser interpretada como una fase volcano-clástica del arco volcánico calco-alcalino Jurásico.

Unidad La Saquea (J_{LS}): Se trata de otra diferenciación de la Formación Misahuallí. Se ubica en la parte central de la zona de estudio, este tipo de roca también fue cartografiado en el extremo SE del mapa de Paquisha. El afloramiento tipo se encuentra en el sector de La Saquea (UTM: 739092E; 9566313N), asimismo se observan afloramientos a lo largo de la vía Zumbi-La Saquea-Piuntza, en la vía La Saquea-Cumbaratza y en la vía La Saquea-Guaguayme. Litológicamente comprende andesitas, andesitas basálticas y brechas volcánicas de la misma composición intermedia-básica, esporádicamente se encuentran intercalaciones de volcano-sedimentos. Mineralógicamente las andesitas están compuestas de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. En varios de los sectores indicados, las andesitas presentan alto magnetismo, se encuentran cloritizadas o silicificadas, con sulfuros disem hados y con la presencia de vesículas rellenas de carbonatos. Estas rocas son afectadas por la intrusión del Batolito de Zamora, por lo que se observan xenolitos de andesitas dentro del batolito. En el sector del Contrafuerte de Los Hachos se interpreta que estas lavas están sobreyaciendo de manera concordante a los volcano-sedimentos de la Unidad Nueva Esperanza. En un corte desde Yantzaza a La Saquea, se observa que están sobreyacidas en contacto discordante por la secuencia sedimentaria Cretácica. Esta unidad es interpretada como una fase de lava del arco volcánico calco-alcalino Jurásico.

Unidad Yacuambí (J_{Ya}): Unidad sedimentaria diferenciada de la Formación Misahuallí, formada en un ambiente fluvio-lacustre, y otra fase volcano-sedimentaria conformada por tobas de grano fino. Se localiza como un cinturón al este del sistema de fallas de Palanda, se observan afloramientos en las quebradas Yamacuntza, Llovintza y Namacuntza (UTM: 731151 E; 9592238N), un afloramiento tipo se encuentra en el río Yacuambí (UTM: 731979E; 9594864N, hoja de Yacuambí) y en la vía Chapintza-La Paz. Se trata de una intercalación de lutitas estratificadas, areniscas volcánicas finas y tobas. Cuando estas rocas se encuentran metamorfizadas en la intercalación aparecen pizarras, filitas y metagrawuacas. En el sector del río Quimi se encuentran lutitas intercaladas con pizarras y filitas sericíticas y grafitosas, afectadas por hidrotermalismo. En la vía Chapintza-La Paz se observó una intercalación de utitas deformadas con grafito y tobas con fósiles macroscópicos (UTM: 735032E; 9587370N). Esta unidad se encuentra en contacto tectónico con la unidad Sabanilla al S y con la unidad Chigüinda al N. Por tener rocas volcano-sedimentarias se la atribuye al Jurásico Superior posiblemente relacionadas con el arco volcánico de ese periodo.

Formación Suárez (J_{Su}): (Hennessey et al., 2008). En el río Blanco (UTM: 778145E; 9580817N), se observan afloramientos de conglomerados, conformados por clastos subredondeados volcánicos y matriz arenosa, esporádicamente se encuentran intercalaciones de tobas y lutitas estratificadas en dirección N5°O/22°SO. Los conglomerados se componen principalmente de clastos de granito y granodiorita subredondeados, bien cementados y compactos con tamaño variable menor a 20 cm. En el trayecto a la margen derecha de la quebrada Jardín del Cóndor se observó que bs conglomerados no son afectados por la intrusión del Batolito de Zamora. Los conglomerados sobreyacen a las rocas volcánicas de la Unidad La Saquea y subyacen a las areniscas de la Formación Hollín. De acuerdo con su posición estratigráfica, esta formación es atribuida al límite Cretácico-Jurásico.

Formación Hollín (K_H): (Wasson y Sinclair, 1927). A esta unidad se la evidencia a 3 km al sur de Yantzaza en la vía Yantzaza-Zumbi, Quebrada Cuji (UTM: 748491 E; 9572979N) y en el sector de Nanguipa Bajo. La litología en la zona de estudio comprende areniscas de colores blanquecinos, estratificados, compuestos de cuarzo, con buen sorteo de granos, cementados con sílice producto de alteración hidrotermal y poco material ferruginoso. Las areniscas cuarzosas se presentan con intercalaciones de lutitas muy finas menores a 1 cm de espesor. La estratificación es subhorizontal buzando ligeramente hacia el este. En la zona de la quebrada El Salado al norte de Chicaña, se logra evidenciar un contacto transicional (on-lap) entre Hollín y Napo, mientras que en la vía Yantzaza-Zumbi se observó el contacto discordante de Hollín sobreyaciendo a los volcánicos de La Saquea. Tschopp (1953) asigna a las rocas de esta Formación una edad Aptiano, Jaillard (1997) menciona que la Formación Hollín va del Aptiano Medio al Albiano Tardío.

Formación Napo (K_N): (Wasson y Sinclair, 1927). Se la encuentra al oeste de Yantzaza, con claros afloramientos en la vía perimetral de la población de Yantzaza y en las quebradas de Pita y Yantzaza. Litológicamente se encuentran lutitas calcáreas de color negro, de textura filítica a pizarrosa, se presentan físiles y ocasionalmente se evidencia la estratificación. En el sector de Yantzaza, en la quebrada de Pita Alto, estas rocas fueron afectadas por un pórfido cuarcífero, que las está deformando especialmente en sus contactos y como resultado se tienen plegamientos locales y un leve metamorfismo de contacto. La Formación Napo sobreyace en concordancia a la Formación Hollín. "En el sector de Yantzaza se encuentra en contacto tectónico con el batolito de Zamora e intruida por un pórfido de cuarzo. Debido a la rica fauna de foraminíferos y ostrácodos se ha podido determinar una edad que va del Albiano al Santoniano" (Duque, 2000).

Formación Tena (K_{Te}): (Kappler, 1939). Se encuentra expuesta en los taludes de la vía hacia Chicaña, con una potencia no mayor a 20 m, un afloramiento tipo se ubica en las coordenadas UTM: 751615E; 9584515N. Sus capas en la base se caracterizan por presentar lutitas grises arcillosas, seguida de una secuencia intermedia no muy potente de arcilla amarilla a rojiza y hacia el tope se encuentra conformada por una serie de areniscas rojizas gruesas con clastos subredondeados sin gradación en matriz areno-limosa rojiza y negruzca. Se encuentra en contacto tectónico con el intrusivo de Zamora en el sector de la quebrada de Tundayme y sobreyace concordante a la Formación Napo. Se la considera de edad Maastrichtiano a Paleoceno (Baby et. al, 2004).

Terrazas Aluviales (Q_t): Se ubican principalmente a 10 largo del río Yacuambi, se trata de llanuras o plataformas sedimentarias, compuestas por material arcilloso y arenoso, que han quedado adosadas a las márgenes del valle en forma de escalón. Corresponden a un remanente antiguo del río Yacuambi que se ha abierto camino hacia un nivel subyacente, mediante la erosión de sus propios depósitos.

Depósitos Coluviales (Q_C): Se encuentran dispersos en toda la zona de estudio. Siendo los más extensos los ubicados al N de Zumbi, al norte de Napurca y en las riberas del río Blanco en el extremo SE de la hoja de Paquisha. Son depósitos agradacionales acumulativos formados por material meteorizado y transportado por acción de la gravedad hacia el pie del talud, están conformados por material suelto principalmente rocas del intrusivo de Zamora y de los volcánicos Jurásicos.

Depósitos Aluviales (Q_a): Los depósitos aluviales más importantes se encuentran en las riberas de los ríos Zamora, Yacuambi, Chicaña y en las quebradas principales. Consisten de cantos, gravas redondeados y arenas subredondeadas, es material transportado por los ríos y su composición depende de las unidades fitológicas por donde atraviesa. Cabe mencionar que en algunos sitios de estos aluviales se ejecutan labores de extracción de oro.

ROCAS INTRUSIVAS

Batolito De Zamora: (Litherland et al, 1994). Un gran porcentaje aflora en la hoja geológica. Importantes afloramientos se encuentran en el río Ungumiatza (UTM: 743404E; 9588346N), al oeste del sector de Guaguayme Alto, Contrafuerte de Cutuntza (UTM: 739308E; 9560828N), sector de San Francisco (UTM: 731931E; 9563060N) y a 10 largo de la vía Guadalupe-La Paz. Comprende granodioritas, su composición mineralógica característica es plagioclasa, anfíbol, piroxeno y cuarzo. Este batolito se encuentra meteorizado, deleznable. En algunos lugares se presenta cortado por un gran número de diques volcánicos de andesitas-basálticas y por intrusivos más jóvenes de diferente composición. Este batolito se encuentra afectando al volcanismo Jurásico, en algunos sectores se observa que está sobreyacido por la secuencia sedimentaria del cretácico de la cuenca Oriente. Su edad está entre 150 y 165 Ma. y también se reporta una edad de 210 Ma. (Litherland et al., 1994).

Intrusivo Metamorfizado: Se trata de un cuerpo intrusivo ubicado en la parte noroccidental de la hoja, afloramientos tipo se encuentran en las márgenes del río Quimi (UTM: 728682E; 9584165N) y al norte en la quebrada Namacuntza (UTM: 729485E; 9590619N). Su composición está entre granítica y granodiorítica de tamaño de grano variable, hacia el centro del cuerpo intrusivo el grano es grueso disminuyendo hacia los bordes. Mineralógicamente está compuesto de moscovita, cordierita, biotita, cuarzo, feldespato de K y plagioclasa. Debido a la existencia de cordierita podría ser un indicativo de metamorfismo de contacto. En un inicio se pensó que este cuerpo correspondería a un intrusivo tipo "S", sin embargo, en los análisis de geoquímica de roca total los resultados fueron de un intrusivo tipo "I". Litherland et al. (1994) definen a la Unidad como Granitoides Azafrán, que consta de granitos metamorfizados, posiblemente relacionados con este intrusivo, de ser así, la edad de este cuerpo sería de 142.7 ± 2.9 Ma por U/Pb en zircones de granitos (Litherland et al., 1994).

Granito (G): Son cuerpos que afloran en la quebrada de Cumbaratza (UTM: 732431E; 9558262N), La Hueca (UTM: 743206E; 9567411N), sector El Carmelo (UTM: 738256E; 9575087N) y al norte de la quebrada de Wintza (UTM: 747856E; 9586040N). Mineralógicamente están compuestos de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda, poca biotita y a veces clorita como mineral de alteración, en algunos sectores se encuentran con oxidaciones de color café claro y con moderado magnetismo. En el sector de Cumbaratza el granito se encuentra afectado por diques oscuros de composición andesítica y silicificación, como también vetas de cuarzo lechoso. En el sector del Contrafuerte de Chicaña está mineralizado con presencia de sulfuros diseminados. Debido a que están afectando a los cuerpos plutónicos y a secuencias volcánicas del Jurásico, se interpreta que se trata de rocas más jóvenes, posiblemente cretácicas.

Granodiorita-Diorita (Gd/D): Se encuentran entre la zona de Zum y a 10 largo del río Yacuambí en los sectores de Piuntza-Guadalupe (UTM: 730917 E; 9579346N), en el sector de Napurca (UTM: 734271E; 9583357N). son rocas intrusivas jóvenes que están afectando a secuencias plutónicas y volcánicas del Jurásico. Litológicamente va de granodioritas a dioritas. Las granodioritas presentan minerales de plagioclasa, anfíboles y cuarzo, las cuarzodioritas tienen una composición similar, pero con menor porcentaje de cuarzo. Al encontrarse afectando al volcanismo jurásico, se les atribuye al post-Jurásico.

Pórfidos cuarcíferos (Pc): Se localizan al sur del río Chimbutza (UTM: 746317E; 9576247N) y al oeste de Yantzaza en la quebrada Yantzaza. Se encuentran afectando al Batolito de Zamora y a las rocas de la Formación Napo lo que provoca un metamorfismo de contacto y deformación. Son pórfidos hidrotermales de color blanco con un alto contenido de sílice y mineralizado con pirita, arsenopirita y desarrollo de óxidos de hierro. Al estar afectando a las secuencias Cretácicas se interpreta que pertenecen al post-Cretácico.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Se utilizaron imágenes satelitales, fotografías aéreas y DTM (Modelo digital de elevación), con estas herramientas se construyeron lineamientos en la red hídrica, monturas y cambios bruscos en la topografía, lo cual permitió deducir la presencia de estructuras que fueron mejor definidas con los trabajos de campo.

Fallas: Al O de la carta geológica, fallas de extensiones kilométricas afectan a rocas de la Unidad Chigüinda, rocas de la Unidad Sabanilla y a rocas volcano- sedimentarias y metamórficas de la Unidad Y Yacuambí- Las fallas en su mayoría son de rumbo NNE, con una cinemática inversa. En esta área la estructura más importante es la falla regional Cosanga-Palanda, en donde las rocas metamórficas están en contacto tectónico con las unidades geológicas de la región Subandina (PMA:GCA, 2007).

Las rocas de la Unidades Chigüinda, Sabanilla y Yacuambí, se encuentran deformadas, con una foliación que conserva la tendencia preferencial al fallamiento regional andino NE y que en algunos casos presenta diaclasamiento. En la margen izquierda del río Quimi, en las coordenadas UTM 730373E; 9583918N, se observó una falla de dirección N10°E; 56°NO, que pone en contacto tectónico rocas de la Unidad Yacuambí con un lente acuñado de dirección NE de rocas de la Unidad La Saquea. Al norte del poblado de Chicaña, en la quebrada Guambime, se observó una falla inversa con rumbo de N20°0 buzando 80°SO de aproximadamente 50 m. de ancho, con relleno de falla, además de brechas hidrotermales mineralizadas con sulfuros diseminados. Esta falla pone en contacto tectónico rocas metamórficas indiferenciadas con rocas de la Unidad Nueva Esperanza y de la Formación Napo. Otra evidencia tectónica es la falla Nangaritza (Egüez et al., 2003), descrita como una falla inversa que buza hacia el O y controla el cauce del río Nangaritza. Continuando al E de la carta geológica se ubica la falla normal Río Blanco, que constituye la margen occidental pre cursor durante las etapas incipientes de la evolución de la cuenca pull-apart, donde se preserva el yacimiento FDN (Technical Report Fruta del Norte, 2007). Otro grupo de fallas presentan rumbos NE, lo cual se evidencia en el sector de Napurca y al norte de Los Encuentros, estos sistemas han provocado un desplazamiento transcurrente, como es el caso de un lente de la Unidad Yacuambí acuñado en el Batolito de Zamora.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Dentro del Bloque Paquisha existen prospectos mineros concesionados para exploración metálica, conservando sectores locales para minería no metálica. En la actualidad no existe actividad minera a gran escala, pero si minería informal para oro aluvial en la parte alta del río Zarza, además se incluyen sectores con actividades de explotación de materiales pétreos. De la investigación de campo se establece que se tiene la ocurrencia de mineralización económica de oro y metales base, donde se determinaron zonas relacionadas con diferentes sistemas de mineralización así como epitermales de alta y baja sulfuración, mesotermales, sistemas porfídicos, sistemas skarnificados y posiblemente asociados a sistemas “Intrusive Related Gold System”. Dentro de los sistemas epitermales relacionados con Au-Ag se asocian con sistemas vetiformes, con complejos de brechas freatomagmáticas y con brechas hidrotermales.

Los Sistemas porfídicos con ocurrencias de mineralización de Cu-Mo están relacionados con stocks dioríticos con alteración hidrotermal, se encuentran cercanos e inmediatos a los trenes de mineralización de depósitos ya conocidos. Los volcánicos de la Unidad La Saquea localizada en el poblado de Namírez Bajo se encuentran cloritizadas, con presencia de sulfuros diseminados hasta el 12%, está en contacto con stocks de composición ácida y mineralización con 0.71 g/t Au; 33.76 g/t Ba; 39.21 g/t Pb; 27.89 g/t Sb; 594.9 g/t Zn.

Hacia el oeste de la población de Yantzaza se encuentra aflorando un stock riolítico silicificado que corta a la Formación Napo con mineralización de sulfuros, se tiene mineralización con 0.52 g/t Au; 96.12 g/t Ba; 514 g/t Mn; 11.53 g/t Pb; 92.33 g/t de Zn y valores anómalos de Cu 0.01154%. Otros valores de Cu se ubican en el sector NW de la Hoja y en las inmediaciones de la quebrada Jimbuentza, cuyos valores se relacionan a un stock de diorita con alteración argílica avanzada y propilítica, este stock se encuentra emplazado entre el Batolito de Zamora y la Unidad Yacuambí, se muestran valores 0.8756% Cu, 29.13 g/t Pb y 22.98 g/t Zn. En una quebrada adyacente del río Chicaña se tiene la presencia de diques andesito-basálticos argilizados con mineralización de sulfuros y valores de 0,86 g/t Au, cortando el Batolito de Zamora. En la Quebrada Namírez se presentan filitas silicificadas en contacto con un stock de granito alterado hidrotermalmente, en este sector se tienen valores de 4.87 g/t Au. Cerca de la Quebrada Namacuntza, se localiza un stock de diorita propilitizada en contacto con el batolito de Zamora, cuya mineralización es de 7.30 g/t Au; 505 g/t Ba; 0.8645% Cu; 44.62 g/t Pb y 43.17 g/t Zn.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Precámbrico el límite occidental del escudo Brasileño-Guayanés se extendía posiblemente hasta la falla de Palanda y hacia el occidente se formaron cuencas costeras intracratónicas representadas por la Unidad Chigüinda del Paleozoico. Los sedimentos pelíticos de esta Unidad fueron metamorfizados durante el Triásico tardío, evento que estuvo acompañado de cizallamiento regional transpresional dextral, relacionado con la ruptura de Gondwana occidental que generó el emplazamiento de granitoides tipo "S" (Aspden & Litherland, 1993) evidenciado en la Unidad Sabanilla. Hacia el este en el régimen extensional se formaba un rift intracontinental (Litherland et al., 1994) que originaba los volcano-clastos de la Formación Piuntza. A inicios del Jurásico un régimen convergente provocó el levantamiento y emersión de la cordillera Real, iniciando la subducción andina evidenciada por el volcanismo calco-alcalino definido básicamente por las Unidades Nueva Esperanza como las primeras fases piroclásticas y posteriormente la Unidad La Saquea como unas fases lávicas, así como por el emplazamiento del Batolito tipo "I" de Zamora el cual emerge y pone en evidencia Las rocas posiblemente cratónicas con metamorfismo encontradas en los sectores de Namírez, quebrada Chimbuza y Guambime en la región subandina. Continuando con la depositación piroclástica en un ambiente fluvio-lacustre se formaba la Unidad Yacuambí diferenciada y caracterizada en este estudio. En la zona del Zarza en la parte SE de la hoja geológica de Paquisha 1:100000 se habría formado una cuenca pull-apart restringida, que dio lugar a las rocas de la Formación Suárez (Hennesey, et. al, 2008).

Terminando la actividad plutónica a finales del Jurásico e inicios del Cretácico se emplaza el intrusivo localizado en el sector del río Quimi y Namacuntza que por tectonismo sufre un cierto grado de metamorfismo. Remanentes de este evento compresivo y de la subducción que produjo el volcanismo Jurásico podrían mostrar dentro de la Cordillera Real el importante cizallamiento dextral a 10 largo de las zonas de fallas verticales de rumbo NNE; SSW predominante en la zona (Litherland et. al, 1994). En el Cretácico, la zona subandina ya debió corresponder a una cuenca trasarco, donde ocurrió un periodo de transgresión marina regional que se manifiesta con la depositación de secuencias sedimentarias (Hollín, Napo y Tena) sobre el arco volcánico Jurásico (Baby et al, 2004) y la intrusión de pulsos magmáticos representados por los pórfidos cuarcíferos localizados al este de Yantzaza que se encuentran afectando la secuencia Cretácica. Finalmente, en el Cuaternario se desarrollan procesos denudativos, transporte y acumulación de material rocoso y de sedimentos que se reflejan en la morfología de potentes terrazas aluviales y recientes depósitos coluviales.

REFERENCIAS

ASPDEN, J., HARRISON, S., RUNDLE, C. (1992) New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro province of Ecuador. Journal of South American earth sciences.

ASPDEN, J., LITHERLAND, M. (1992) Geología e Historia Colisional Mesozoica de la Cordillera Real del Ecuador.

BABY, P., RIVADENEIRA, M., BARRAGÁN, R. (2004) La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. Quito - Ecuador: IR D-Petroproducción.

CODIGEM-BGS (1994) Geological and Metal Occurrence Maps of the Southern Cordillera Real and El Oro Metamorphic Belts, Ecuador.

CODIGEM-BGS (2000) Depósitos Porfídicos y Epi-Mesotermales relacionados con htrusiones de la Cordillera del Cóndor.

D.G.G.M. (1986) Hoja Geológica Paquisha, escala 1:100000. Duque, P. (2000). Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador.

HENNESEY, T., PURITCH, E., GOWANS, R., LEARY, S. (2008) A mineral resource estimate for the Fruta del Norte deposit, Cordillera del Cóndor Proyect Zamora - Chinchipe Province, Ecuador.

INGEMMET-DINAGE (2003) Mapa Geológico de la región sur de Ecuador y norte del Perú, escala 1:500000. Resultados del estudio geológico de campo. INIGEMM. (2012). Mapa Geológico Los Encuentros, escala 1:50000. Proyecto Mapeo Geológico escala 1:50000 (Zonas Prospectivas Mineras).

INIGEMM (2012) Mapa Geológico Paquisha escala 1:50000. Proyecto Mapeo Geológico escala 1:50000 (Zonas Prospectivas Mineras).

INIGEMM (2012) Memoria Técnica de la Hoja Geológica Los Encuentros. Proyecto Mapeo Geológico Escala 1:50000 (Zonas Prospectivas Mineras).

INIGEMM (2012) Memoria Técnica de la Hoja Geológica Paquisha. Proyecto Mapeo Geológico Escala 1:50000 (Zonas Prospectivas Mineras).

INIGEMM (2013) Proyecto modelo piloto para la determinación del potencial geológico-mineralógico de las zonas de Zaruma y Cariamanga escala 1:100000.

LITHERLAND, M., ASPDEN, J., BERMÚDEZ, R., VITERI, E, POZO, M. (1990) La Geología y Potencial Mineral de la Cordillera Real del ecuador.

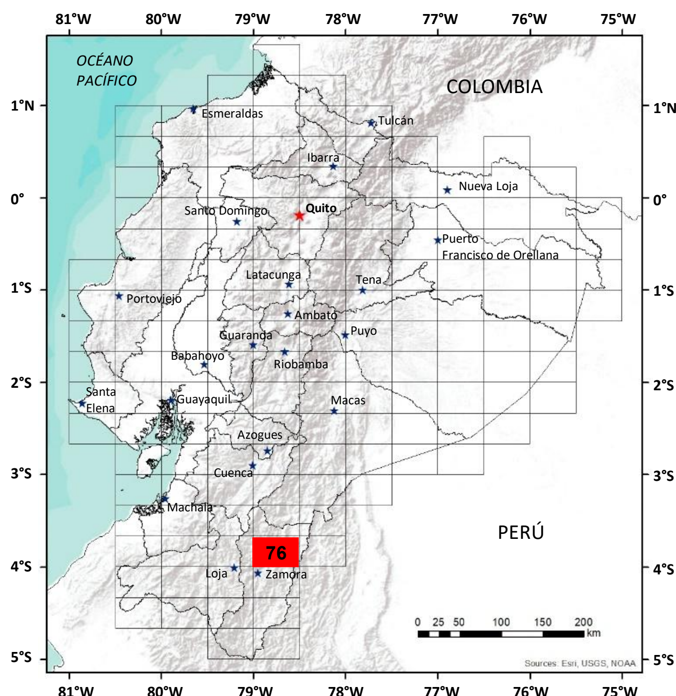
LITHERLAND, M., ASPDEN, J., JEMIELITA, R. (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador British Geological Survey, Overseas Memoir.

Misión Británica-lNEMIN. (1987) Mapa Geológico del Cinturón Subandino del Complejo Metamórfico de la Cordillera Real. OÑA - TRES LAGUNAS - YACUAMBÍ - YANTZAZA.

PROYECTO MULTINACIONAL ANDINO (2007) Geociencias para las Comunidades Andinas. Ecuador - Canadá - Perú. Geología del Ecuador y Perú entre 30S y SOS.

REYES, P. (2006) El Complejo Ofiolítico Peltetec y su relación con las Unidades Metamórficas Jurásicas de la Cordillera Real. Ing. Geol. thesis, Escuela Politécnica Nacional.

ROMEUF, N. (1994) Volcanisme Jurassique et Metamorphisme en Equateur et au Perou. PhD thesis, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'AIX-MARSEILLE.



HOJA GEOLÓGICA-76 PAQUISHA (2017)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra ubicada al Sur del Ecuador, en la provincia de Zamora Chinchipe, abarca los cantones Yantzaza, Los Encuentros y Paquisha. Comprende las Hojas topográficas del Instituto Geográfico Militar (IGM) escala 1:50000 de Yantzaza, Zumbi, Los Encuentros y Paquisha, formando un rectángulo de 2072 km^2. La zona presenta alturas que van desde la cota 800 hasta 3200 msnm. El acceso se realiza por vía terrestre a través de la carretera de primer orden que va desde la ciudad de Loja a Zamora y luego por la denominada troncal amazónica Zamora-Cumbaratza-Yantzaza. También se puede acceder desde la ciudad de Macas, por la troncal amazónica de Norte a Sur, Macas Gualaquiza-Yantzaza.

GEOLOGÍA

La zona de estudio se encuentra en el dominio geológico de las estribaciones orientales de la Cordillera Real conocida como zona Subandina. En esta zona se han definido unidades de las divisiones litotectónicas de los terrenos Loja, Salado y Amazónico (Aspden y Litherland, 1992). La Cordillera Real está conformada por varios cinturones paralelos de rocas metamórficas pre-cretácicas, caracterizadas como divisiones compuestas de unidades litotectónicas de orientación NNE-SSW, controlados por fallas o suturas regionales (Aspden y Litherland, 1992). En estas unidades litotectónicas metamorfizadas están involucrados además granitoides tipo "S" y tipo "I" (Aspden et al, 1992).

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Plan del Oso (Ꝑ?$_{Po}$) (Precámbrico): Estos cuerpos de rocas metamórficas afloran como "roof pendant" alineados con rumbo Noreste en la parte central de la Hoja geológica de Paquisha 1:100000, específicamente en los sectores de Namírez, Valle Hermoso, quebrada Wambuscaro y Guambime. Afloramientos tipo se observan desde el poblado de Chicaña hasta El Oso (UTM: 752088E/9593636N). Se trata de rocas tipo gneis, ocasionalmente aparecen intercalaciones de esquistos y filitas en menor proporción. Estos "roof pendant" metamórficos se encuentran levantados por el Complejo Intrusivo Zamora, esto causa silicificación en la roca. En el sector de Guambime son afectados por pequeños diques que provocan alteración hidrotermal. Estas rocas pueden ser interpretadas como una parte levantada del Cratón Brasileño-Guayanés.

Unidad Chigüinda (Pz_{Lc}) (Paleozoico): Litherland et al. (1994). Se encuentra aflorando al Noroeste de la Hoja geológica de Yantzaza. Afloramientos tipo se localizan en la margen izquierda de la quebrada Chivato (UTM: 729414E/9593473N) y cerca del sector de Barbascal (UTM: 723936E/9594357N). Se encuentra dentro de una secuencia intercalada de esquistos sericíticos, micáceos, filitas y pizarras negras de protolito sedimentario. En el sector de Barbascal se observan a las filitas y pizarras intercaladas con paquetes métricos de cuarcitas. Al pie de la Loma Chivato se encuentran intruidas por diques volcánicos de composición dacítica. Las filitas están compuestas de cuarzo, moscovita y sericita, los esquistos son pelíticos y en su mineralogía presentan cuarzo, plagioclasa, ortopiroxenos, moscovita y sericita. En la parte noroccidental del mapa geológico de Paquisha, aparece acuñada tectónicamente por la Unidad Sabanilla. Siguiendo hacia el este en el sector del poblado de Yacuambí, se encuentra en contacto tectónico con la Unidad Upano. Es considerada de edad Paleozoica (?) (Litherland et al., 1994 en Reyes 2006).

Unidad Sabanilla (TR_{Ls}) (Triásico): Litherland et al. (1994). Se la encuentra como un cinturón que atraviesa el borde occidental de las Hojas 1:50000 de Yantzaza y Zumbi. Los afloramientos tipo fueron identificados en la quebrada Dos Hermanos (UTM: 723239E/9564087N) y en la quebrada El Queque (UTM: 724188E/9560443N). Su litología comprende migmatitas, ortogneises, gneises biotíticos de varios tamaños de grano y esquistos micáceos, en su mineralogía se observa plagioclasa, cuarzo, piroxeno, hornblenda, feldespato de potasio, biotita, moscovita y cianita, en menor cantidad cordierita y granate. En el sector de Valle Hermoso estas rocas se encuentran levemente alteradas por hidrotermalismo, con presencia de vetillas de cuarzo y sulfuros diseminados. En un corte desde el sector de Queque a Cumbaratza se observa el contacto de falla entre los gneis de Sabanilla y el Complejo Intrusivo Zamora por la falla de Palanda. Edades K-Ar en micas reportan 70-80 Ma y en hornblenda alrededor de 130 Ma, con Rb-Sr en roca total señala edades de 224 ± 37 Ma; las edades K-Ar indican eventos metamórficos y las Rb-Sr indican la edad de la roca (Litherland et al., 1994).

Unidad Piuntza (TR_{Pz}) (Triásico Medio a Tardío): Litherland et al. (1994). Está expuesta en la parte sur-central de la zona de estudio, en el contrafuerte de Nanguipa, extendiéndose hacia la Hoja geológica de Zamora. Un afloramiento representativo se encuentra en las coordenadas UTM: 745157E/ 9557716N. Su litología corresponde a rocas volcanosedimentarias y volcánicas, con un cierto grado de metamorfismo de contacto, entre ellas se pueden encontrar tobas silicificadas. En la composición mineralógica de la roca se observa plagioclasa, piroxeno y vidrio volcánico. En la Hoja de Paquisha, se establece que esta unidad volcánica se encuentra sobreyacida en discordancia por las lavas de la Unidad La Saquea. Fósiles bivalvos en una secuencia de limolitas calcáreas skarnificadas cerca de las poblaciones de Piuntza y Nambija, en el río Timbara se define la localidad tipo y se señala una edad del Triásico Medio a Tardío (Litherland et al., 1994).

Unidad Yacuambí (J_{Ya}) (Jurásico): Unidad sedimentaria a veces con bajo grado de metamorfismo, formada en un ambiente fluvio-lacustre, y otra fase volcanosedimentaria conformada por tobas de grano fino. Se localiza como un cinturón al Este del sistema de fallas de Palanda, se observan afloramientos en las quebradas Yamacuntza, Llovintza y Namacuntza (UTM: 731151E/9592238N), un afloramiento tipo se encuentra en el río Yacuambí (UTM: 731979E/9594864N, Hoja de Yacuambí) y en la vía Chapintza-La Paz. Se trata de una intercalación de lutitas estratificadas, areniscas volcánicas finas y tobas. Cuando estas rocas se encuentran metamorfizadas en la intercalación aparecen pizarras, filitas y metagrawuacas. En el sector del río Quimi se encuentran lutitas intercaladas con pizarras y filitas sericíticas y grafitosas, afectadas por hidrotermalismo. En la vía Chapintza-La Paz se observó una intercalación de lutitas deformadas con grafito y tobas con fósiles macroscópicos (UTM: 735032E/9587370N). Esta unidad se encuentra en contacto tectónico con la unidad Sabanilla al Oeste y con el Complejo Intrusivo Zamora y la Unidad la Saquea al Este. Las rocas volcanosedimentarias corresponderían al volcanismo calcoalcalino del Jurásico (?).

La Formación Misahuallí ha sido diferenciada en dos unidades (Unidad Nueva Esperanza y Unidad La Saquea)

Unidad Nueva Esperanza (J_{Ne}) (Jurásico): Aflora hacia la parte nororiental de la zona de estudio, los afloramientos tipo se encuentran en la margen izquierda de la quebrada Nueva Esperanza (UTM: 754384E/9573566N) y en el sector de La Tapaza (UTM: 756714E/ 9577156N), Correntada Larga (UTM: 758850E/9584253N), Muchime, Mercadillo y San Ignacio. Constituye tobas, ignimbritas y volcanosedimentos de varios tamaños y polilíticos, en la mineralogía se observan plagioclasas alteradas y cristales rotos de hornblenda. Se la encuentra como un paquete de rocas no estratificadas; al norte de Chicaña, en el sector de la quebrada El Salado se las observan sobreyacidas por la secuencia sedimentaria Cretácica correspondiente a las Formaciones Hollín y Napo. En el sector al norte de Los Encuentros está afectada por el Batolito de Zamora y por otros cuerpos intrusivos más jóvenes. Esta unidad puede ser interpretada como una fase volcano-clástica del arco volcánico Jurásico.

Unidad La Saquea (J_{Sa}) (Jurásico): Se ubica en la parte central de la zona de estudio, este tipo de roca también fue cartografiado en el extremo SE del mapa de Paquisha. El afloramiento tipo se encuentra en el sector de La Saquea (UTM: 739092E/9566313N), además se observan afloramientos a lo largo de la vía Zumbi-La Saquea-Piuntza, en la vía La Saquea-Cumbaratza y en la vía La Saquea-Guaguayme. Litológicamente comprende andesitas, andesitas basálticas y brechas volcánicas de la misma composición intermedia-básica. Mineralógicamente las andesitas están compuestas de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. En varios de los sectores indicados, las andesitas presentan alto magnetismo y alteración, se encuentran cloritizadas o silicificadas, con sulfuros diseminados y con la presencia de vesículas rellenas de carbonatos. Estas rocas son afectadas por la intrusión del Complejo Intrusivo Zamora, por lo que se observan xenolitos de andesitas dentro del intrusivo. En el sector del Contrafuerte de Los Hachos se interpreta que estas lavas están sobreyaciendo de manera concordante a los volcanosedimentos de la Unidad Nueva Esperanza. En un corte desde Yantzaza a La Saquea, se observa que están sobreyacidas en contacto discordante por la secuencia sedimentaria cretácica. Esta unidad es interpretada como una fase lávica del arco volcánico calco-alcalino Jurásico.

Unidad Upano (J_{Su}) (Jurásico): Litherland et al. (1994). Secuencia de bajo grado metamórfico, constituida por meta-andesitas, esquistos verdes, metagrauwacas y filitas. Aflora como una franja principalmente en la Hoja Gualaquiza escala 1:100000, con rumbo Noreste. La edad de la secuencia filítica es Jurásico-Cretácico (Riding, en Litherland, et al., 1994), establecida en base al polen reportado en una muestra recolectada en el margen derecho del río Ingenio, aguas arriba de la confluencia con el río Chivato, durante el proyecto Cordillera Real.

Formación Suárez (J_{Sz}) (Jurásico): Hennessey et al. (2008). En el río Blanco (UTM: 778145E/ 9580817N), se observan afloramientos de conglomerados, conformados por clastos subredondeados y matriz arenosa, esporádicamente se encuentran intercalaciones de tobas y lutitas estratificadas en dirección N5°O/22°SO. Los conglomerados se componen principalmente de clastos de granito, granodiorita y andesita subredondeados, bien cementados y compactos con tamaño variable menor a 20 cm. En el trayecto a la margen derecha de la quebrada Jardín del Cóndor se observó que los conglomerados no son afectados por la intrusión del Batolito de Zamora. En los trabajos de campo se observó que los conglomerados sobreyacen a las rocas de la Unidad Nueva Esperanza y subyacen a las areniscas de la Formación Hollín. De acuerdo con su posición estratigráfica, esta formación es atribuida al límite Cretácico-Jurásico.

Formación Hollín (K_H) (Cretácico): Wasson y Sinclair (1927). A esta unidad se la evidencia a 3 km al sur de Yantzaza en la vía Yantzaza-Zumbi, quebrada Cuji (UTM: 748491E/9572979N) y en el sector de Nanguipa Bajo. La litología en la zona de estudio comprende areniscas de colores blanquecinos, estratificados, compuestos de cuarzo, con buen sorteo de granos, cementados con sílice producto de alteración hidrotermal y poco material ferruginoso. Las areniscas cuarzosas se presentan con intercalaciones de lutitas muy finas menores a 1 cm de espesor. La estratificación es sub-horizontal buzando ligeramente hacia el Este. En la zona de la quebrada El Salado al norte de Chicaña, se logra evidenciar un contacto transicional (on-lap) entre Hollín y Napo, mientras que en la vía Yantzaza-Zumbi se observó el contacto discordante de Hollín sobreyaciendo a los volcánicos de La Saquea. Tschopp (1953) asigna a las rocas de esta Formación una edad Aptiense, Jaillard (1997) menciona que la Formación Hollín va del Aptiense Medio al Albiense Tardío.

Formación Napo (K_N) (Cretácico): Wasson y Sinclair (1927). Se la encuentra al oeste de Yantzaza, con claros afloramientos en la vía perimetral de la población de Yantzaza y en las quebradas de Pita y Yantzaza. Litológicamente se encuentran lutitas calcáreas de color negro, de textura filítica a pizarrosa, se presentan físiles y ocasionalmente se evidencia la estratificación. En el sector de Yantzaza, en la quebrada de Pita Alto, estas rocas fueron afectadas por un pórfido cuarcífero, que las está deformando especialmente en sus contactos y como resultado se tienen plegamientos locales y un leve metamorfismo de contacto. La Formación Napo sobreyace en concordancia a la Formación Hollín. "En el sector de Yantzaza se encuentra en contacto tectónico con el Complejo Intrusivo Zamora e intruida por un pórfido de cuarzo. Debido a la rica fauna de foraminíferos y ostrácodos se ha podido determinar una edad que va del Albiense al Santoniense" (Duque, 2000).

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Terrazas aluviales (Q_T) (Cuaternario): Se ubican principalmente a lo largo del río Yacuambí, se trata de llanuras o plataformas sedimentarias, compuestas por material arcilloso y arenoso, que han quedado adosadas a las márgenes del valle en forma de escalón. Corresponden a un remanente antiguo del río Yacuambí que se ha abierto camino hacia un nivel subyacente, mediante la erosión de sus propios depósitos.

Depósitos coluviales (Q_C) (Cuaternario): Se encuentran dispersos en toda la zona de estudio. Siendo los más extensos los ubicados al norte de Zumbi, al norte de Napurca y en las riberas del río Blanco en el extremo sureste de la Hoja de Paquisha. Son depósitos agradacionales acumulativos formados por material meteorizado y transportado por acción de la gravedad hacia el pie del talud, están conformados por material suelto de arenas y bloques subangulares, que principalmente corresponden al intrusivo de Zamora y a los volcánicos del Jurásico

Depósitos aluviales (Q_A) (Cuaternario): Los depósitos aluviales más importantes se encuentran en las riberas de los ríos Zamora, Yacuambí, Chicaña y en las quebradas principales. Consisten de cantos, gravas redondeados y arenas subredondeadas, es material transportado por los ríos y su composición depende de las unidades litológicas por donde atraviesa. Cabe mencionar que en algunos sitios de estos aluviales se ejecutan labores de extracción de oro.

ROCAS INTRUSIVAS

Granito (G^G): Son cuerpos que afloran en la quebrada de Cumbaratza (UTM: 732431E/9558262N), La Hueca (UTM:743206E/9567411N), sector El Carmelo (UTM: 738256E/ 9575087N) y al norte de la quebrada de Wintza (UTM: 747856E/ 9586040N). Mineralógicamente están compuestos de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda, poca biotita y a veces clorita como mineral de alteración, en algunos sectores se encuentran con oxidaciones de color café claro y con moderado magnetismo. En el sector de Cumbaratza el granito se encuentra afectado por diques oscuros de composición andesítica y silicificación, como también vetas de cuarzo lechoso. En el sector del Contrafuerte de Chicaña está mineralizado con presencia de sulfuros diseminados. Debido a que están afectando a los cuerpos plutónicos y a secuencias volcánicas del Jurásico, se interpreta que se trata de rocas más jóvenes, posiblemente cretácicas.

Granodiorita-Diorita ($G^{Gd/D}$): Se encuentran entre la zona de Zumbi-Panguintza y a lo largo del río Yacuambí en los sectores de Piuntza-Guadalupe (UTM: 730917E/9579346N), en el sector de Napurca (UTM: 734271E/9583357N). Son rocas intrusivas jóvenes que están afectando a secuencias plutónicas y volcánicas del Jurásico. Litológicamente van de granodioritas a dioritas. Las granodioritas presentan minerales de plagioclasa, anfíboles y cuarzo, las cuarzodioritas tienen una composición similar, pero con menor porcentaje de cuarzo. Al encontrarse afectando al volcanismo jurásico, se les atribuye al post-Jurásico.

Metagranito (G^{M-G}): Se trata de un cuerpo intrusivo ubicado en la parte noroccidental de la Hoja, afloramientos tipo se encuentran en las márgenes del río Quimi (UTM: 728682E/9584165N) y al Norte en la quebrada Namacuntza (UTM: 729485E/9590619N). Su composición está entre granítica y granodiorítica de tamaño de grano variable, hacia el centro del cuerpo intrusivo el grano es grueso disminuyendo hacia los bordes. Mineralógicamente está compuesto de moscovita, cordierita, biotita, cuarzo, feldespato de K y plagioclasa. Debido a la existencia de cordierita podría ser un indicativo de metamorfismo de contacto. En un inicio se pensó que este cuerpo correspondería a un intrusivo tipo "S", sin embargo, en los análisis de geoquímica de roca total los resultados fueron de un intrusivo tipo "I". Litherland et al. (1994) definen a la Unidad como Granitoides Azafrán, que consta de granitos metamorfizados, posiblemente relacionados con este intrusivo, de ser así, la edad de este cuerpo sería de 142.7 ± 2.9 Ma por U/Pb en zircones de granitos (Litherland et al., 1994)

Complejo Intrusivo Zamora (JZ) (Jurásico): Litherland et al (1994). Un gran porcentaje aflora en la Hoja geológica. Importantes afloramientos se encuentran en el río Ungumiatza (UTM: 743404E/9588346N), al oeste del sector de Guaguayme Alto, Contrafuerte de Cutuntza (UTM: 739308E/9560828N), sector de San Francisco (UTM: 731931E/9563060N) y a lo largo de la vía Guadalupe-La Paz. Comprende granodioritas, su composición mineralógica característica es plagioclasa, anfíbol, piroxeno y cuarzo. Este batolito se encuentra meteorizado, deleznable. En algunos lugares se presenta cortado por un gran número de diques volcánicos de andesitas-basálticas y por intrusivos más jóvenes de diferente composición. Este batolito se encuentra afectando al volcanismo Jurásico, en algunos sectores se observa que está sobreyacido por la secuencia sedimentaria del cretácico de la cuenca Oriente. Su edad está entre 150 y 165 Ma y también se reporta una edad de 210 Ma. (Litherland et al., 1994).

ROCAS SUBVOLCÁNICAS

Pórfidos cuarcíferos (P_{Qz}): Se localizan al sur del río Chimbutza (UTM: 746317E/9576247N) y al Oeste de Yantzaza en la quebrada Yantzaza. Se encuentran afectando al Batolito de Zamora y a las rocas de la Formación Napo lo que provoca un metamorfismo de contacto y deformación. Son pórfidos hidrotermales de color blanco con un alto contenido de sílice y mineralizado con pirita, arsenopirita y desarrollo de óxidos de hierro. Al estar afectando a las secuencias Cretácicas se interpreta que pertenecen al post-Cretácico.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Se utilizaron imágenes satelitales, fotografías aéreas y MDT (Modelo digital del terreno), con estas herramientas se construyeron lineamientos en la red hídrica, monturas y cambios bruscos en la topografía, lo cual permitió deducir la presencia de estructuras que fueron mejor definidas con los trabajos de campo.

Fallas: Al Oeste de la carta geológica, fallas de extensiones kilométricas afectan a rocas de la Unidad Chigüinda, rocas de la Unidad Sabanilla y a rocas volcano-sedimentarias y metamórficas de la Unidad Yacuambí. Las fallas en su mayoría son de rumbo NNE, con una cinemática inversa. En esta área la estructura más importante es la falla regional Cosanga-Palanda, en donde las rocas metamórficas están en contacto tectónico con las unidades geológicas de la región Subandina (PMA:GCA, 2007). Las rocas de las Unidades Chigüinda, Sabanilla y Yacuambí, se encuentran deformadas, con una foliación que conserva la tendencia preferencial al fallamiento regional andino y que en algunos casos presenta diaclasamiento. En la margen izquierda del río Quimi, en las coordenadas UTM 730373E/9583918N, se observó una falla de dirección N10°E/56°NO, que pone en contacto tectónico rocas de la Unidad Yacuambí con un lente acuñado de dirección NE de rocas de la Unidad La Saquea. Al norte del poblado de Chicaña, en la quebrada Guambime, se observó una falla inversa con rumbo de N20°O buzando 80°SO de aproximadamente 50m de ancho, con relleno de falla, además de brechas hidrotermales mineralizadas con sulfuros diseminados, esta falla pone en contacto tectónico rocas metamórficas de la Unidad Subandina con rocas de la Unidad Nueva Esperanza. Otra evidencia tectónica es la falla Nangaritza (Egüez et al., 2003), descrita como una falla inversa que buza hacia el Oeste y controla el cauce del río Nangaritza. Continuando al Este de la carta geológica se ubica la falla normal río Blanco, que constituye el margen occidental precursor durante las etapas incipientes de la evolución de la cuenca pull-apart, donde se preserva el yacimiento FDN (Technical Report Fruta del Norte, 2007). Otro grupo de fallas presentan rumbos NE, lo cual se evidencia en el sector de Napurca y al Norte de Los Encuentros, estos sistemas han provocado un desplazamiento transcurrente, como es el caso de un lente de la Unidad Yacuambí acuñado en el Complejo Intrusivo Zamora.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Dentro del Bloque Paquisha existen prospectos mineros concesionados para exploración metálica, conservando sectores locales para minería no metálica. En la actualidad no existe actividad minera a gran escala, pero si minería informal para oro aluvial en la parte alta del río Zarza, además se incluyen sectores con actividades de explotación de materiales pétreos. De la investigación de campo se establece que se tiene la ocurrencia de mineralización económica de oro y metales base, donde se determinaron zonas relacionadas a epitermales de alta y baja sulfuración, sistemas porfídicos y posiblemente asociados a sistemas "Intrusive Related Gold System". Dentro de los sistemas epitermales relacionados con Au-Ag se asocian con sistemas vetiformes, con complejos de brechas freatomagmáticas y con brechas hidrotermales.

Los Sistemas porfídicos con ocurrencias de mineralización de Cu-Mo están relacionados con stocks dioríticos con alteración hidrotermal, se encuentran cercanos e inmediatos a los trenes de mineralización de depósitos ya conocidos. Los volcánicos de la Unidad La Saquea localizada en el poblado de Namírez Bajo se encuentran cloritizadas, con presencia de sulfuros diseminados hasta el 12%, está en contacto con stocks de composición ácida y mineralización con indicios de 0.71 g/t Au; 33.76 g/t Ba; 39.21 g/t Pb; 27.89 g/t Sb; 594.9 g/t Zn. Hacia el Oeste de la población de Yantzaza se encuentra aflorando un stock riolítico silicificado que corta a la Formación Napo con mineralización de sulfuros, se tiene mineralización con indicios de 0.52 g/t Au; 96.12 g/t Ba; 514 g/t Mn; 11.53 g/t Pb; 92.33 g/t de Zn y valores anómalos de Cu 0.01154%. Otros valores de Cu se ubican en el sector Noroeste de la Hoja y en las inmediaciones de la quebrada Jimbuentza, cuyos valores se relacionan a un stock de diorita con alteración argílica avanzada y propilítica, este stock se encuentra emplazado en el Complejo Intrusivo Zamora y la Unidad Yacuambí, se muestran valores con indicios de 0.8756% Cu, 29.13 g/t Pb y 22.98 g/t Zn.

En una quebrada adyacente del río Chicaña se tiene la presencia de diques andesito-basálticos argilizados con mineralización de sulfuros e indicios de 0.86 g/t Au, cortando el Complejo Intrusivo Zamora. En la Quebrada Namírez se presentan filitas silicificadas en contacto con un stock de granito alterado hidrotermalmente con indicios de 4.87 g/t Au.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

En el Precámbrico el límite occidental del escudo Brasileño-Guayanés se extendía posiblemente hasta la falla de Palanda y hacia el occidente se formaron cuencas costeras intracratónicas representadas por la Unidad Chigüinda del Paleozoico. Los sedimentos pelíticos de esta Unidad fueron metamorfizados durante el Triásico tardío, evento que estuvo acompañado de cizallamiento regional transpresional dextral, relacionado con la ruptura de Gondwana occidental que generó el emplazamiento de granitoides tipo "S" (Aspden y Litherland, 1993) evidenciado en la Unidad Sabanilla. Hacia el Este en el régimen extensional se formaba un rift intracontinental (Litherland et al., 1994) que originaba los volcano-clastos de la Formación Piuntza. A inicios del Jurásico un régimen convergente provocó el levantamiento y emersión de la Cordillera Real y comenzó la subducción andina evidenciada por el volcanismo calco-alcalino, en un inicio los piroclastos se depositaban y se formaban tobas de ceniza fina de composición riolítica y tobas arenosas de composición andesítica, además por las condiciones geológicas y climáticas existió un ambiente lagunar con cierta actividad energética que provocó una interdigitación entre las tobas de diferente composición y deformación sinsedimentaria local que probablemente fue controlada por tectonismo identificado en el límite oriental de la cordillera Real en el noroccidente del mapa geológico 1:100000 de Paquisha (falla de Palanda), representado por la Unidad Yacuambí diferenciada y caracterizada en este estudio. Continuando con el desarrollo de la subducción y por tanto del volcanismo calco-alcalino se caracterizaron las Unidades Nueva Esperanza como la fase volcanosedimentaria y La Saquea como la fase lávica, así como el emplazamiento del Batolito tipo "I" de Zamora el cual emerge y pone en evidencia las rocas metamórficas posiblemente del Cratón Guayanés, encontradas en los sectores de Namírez, quebrada Chimbuza y Guambime en la región subandina, correspondientes a la Unidad Plan del Oso. En la zona del Zarza en la parte Sureste de la Hoja geológica de Paquisha 1:100000 se habría formado una cuenca pull-apart restringida, que dio lugar a las rocas de la Formación Suárez (Hennessey et. al, 2008). Terminando la actividad plutónica a finales del Jurásico e inicios del Cretácico se emplaza el intrusivo localizado en el sector del río Quimi y Namacuntza que por tectonismo sufre un cierto grado de metamorfismo. Remanentes de este evento compresivo y de la subducción que produjo el volcanismo Jurásico podrían mostrar dentro de la Cordillera Real el importante cizallamiento dextral a lo largo de las zonas de fallas verticales de rumbo NNE/SSW predominante en la zona (Litherland et. al, 1994).

En el Cretácico, la zona subandina ya debió corresponder a una cuenca trasarco, donde ocurrió un periodo de transgresión marina regional que se manifiesta con la depositación de secuencias sedimentarias (Hollín, Napo y Tena) sobre el arco volcánico Jurásico (Baby et al, 2004) y la intrusión de pulsos magmáticos representados por los pórfidos cuarcíferos localizados al Este de Yantzaza que se encuentran afectando la secuencia Cretácica. Finalmente, en el Cuaternario se desarrollan procesos denudativos, transporte y acumulación de material rocoso y de sedimentos que se reflejan en la morfología de potentes terrazas aluviales y recientes depósitos coluviales.

REFERENCIAS

ASPDEN J., HARRISON S., RUNDLE, C. (1992) New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro province of Ecuador. Journal of South American earth sciences.

ASPDEN J.A., LITHERLAND M. (1992) Geología e Historia Colisional Mesozoica de la Cordillera Real del Ecuador.

BABY P., RIVADENEIRA M., BARRAGÁN R. (2004) La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. Quito - Ecuador: IRD-Petroproducción.

CODIGEM-BGS (1994) Geological and Metal Occurrence Maps of the Southern Cordillera Real and El Oro Metamorphic Belts, Ecuador.

CODIGEM-BGS (2000) Depósitos Porfídicos y Epi-Mesotermales relacionados con intrusiones de la Cordillera del Cóndor.

D.G.G.M. (1986) Hoja Geológica Paquisha, escala 1:100000.

HENNESEY T., PURITCH E., GOWANS R., LEARY S. (2008) A mineral resource estimate for the Fruta del Norte deposit, Cordillera del Cóndor Proyect Zamora - Chinchipe Province, Ecuador.

INGEMMET-DINAGE (2003) Mapa Geológico de la región sur de Ecuador y norte del Perú, escala 1:500 000. Resultados del estudio geológico de campo.

INIGEMM. (2012) Mapa Geológico Los Encuentros, escala 1:50000. Proyecto Mapeo Geológico escala 1:50000 (Zonas Prospectivas Mineras).

INIGEMM. (2012) Mapa Geológico Paquisha escala 1:50000. Proyecto Mapeo Geológico escala 1:50000 (Zonas Prospectivas Mineras).

INIGEMM. (2012) Memoria Técnica de la Hoja Geológica Los Encuentros. Proyecto Mapeo Geológico Escala 1:50000 (Zonas Prospectivas Mineras).

INIGEMM. (2012) Memoria Técnica de la Hoja Geológica Paquisha. Proyecto Mapeo Geológico Escala 1:50000 (Zonas Prospectivas Mineras).

INIGEMM. (2013) Proyecto modelo piloto para la determinación del potencial geológico-mineralógico de las zonas de Zaruma y Cariamanga escala 1:100000.

LITHERLAND M., ASPDEN J., BERMÚDEZ R., VITERI F., POZO M. (1990) La Geología y Potencial Mineral de la Cordillera Real del ecuador.

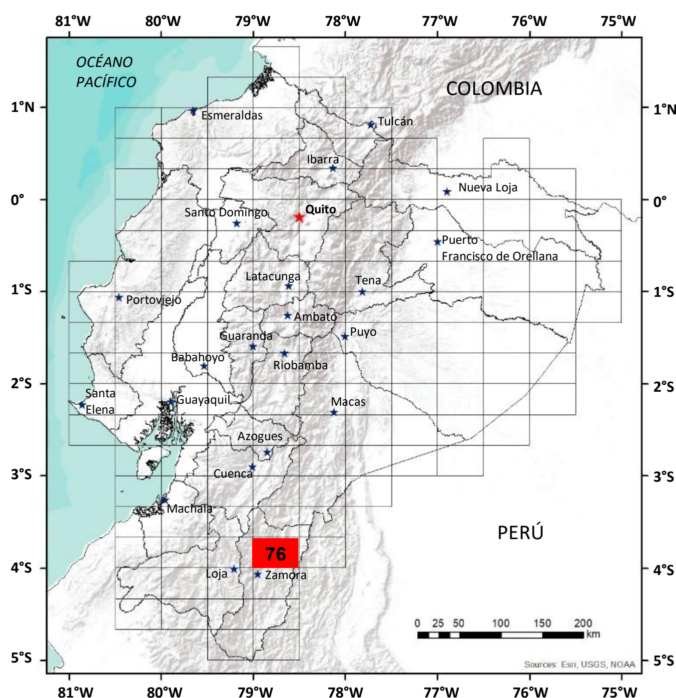
LITHERLAND M., ASPDEN J., JEMIELITA R. (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador. British Geological Survey, Overseas Memoir.

MISIÓN BRITÁNICA-INEMIN. (1987) Mapa Geológico del Cinturón Subandino del Complejo Metamórfico de la Cordillera Real. OÑA - TRES LAGUNAS - YACUAMBI - YANTZAZA.

PROYECTO MULTINACIONAL ANDINO: GEOCIENCIAS PARA LAS COMUNIDADES ANDINAS. ECUADOR - CANADÁ - PERÚ. (2007) Geología del Ecuador y Perú entre 3°S y 6°S.

REYES P. (2006) El Complejo Ofiolítico Peltetec y su relación con las Unidades Metamórficas Jurásicas de la Cordillera Real. Ing. Geol. Tesis, Escuela Politécnica Nacional.

ROMEUF N. (1994) Volcanisme Jurassique et Metamorphisme en Equateur et au Perou. PhD Thesis, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'AIX - MARSEILLE.



HOJA GEOLÓGICA-76
PAQUISHA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Paquisha se ubica en el sur del Ecuador, en las estribaciones orientales de la Cordillera Real, dentro de la provincia de Zamora Chinchipe. Abarca un área aproximada de 2072 km² y altitudes que oscilan entre los 800 y los 3200 m.s.n.m. El acceso desde Quito es terrestre, a través de la vía Panamericana E35 (ruta Quito–Ambato–Cuenca–Loja), continuando por la vía Loja–Zamora.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Precámbrico**, se originan las unidades más antiguas de la región, conformando un basamento metamórfico representado por el **Gneis Plan del Oso (P̲?$_{Po}$)** que aflora como roof pendants sobre el Complejo Intrusivo de Zamora. Está compuesto por gneises bandeados, con intercalaciones de esquistos y filitas, afectados por procesos de silicificación y corte por diques que generaron alteración hidrotermal [1].

Durante el **Paleozoico**, se depositaron sedimentos pelíticos marinos profundos, que posteriormente fueron metamorfizados y constituyen la **Formación Chigüinda (C$_{C}$)**, compuesta por esquistos sericíticos, filitas y pizarras negras. Las edades U-Pb en circones detríticos y microsporas indican un rango de edad entre 358 a 318 Ma [2]. Esta formación ha sido interpretada como parte de un arco continental carbonífero separado del margen sudamericano durante el **Triásico** [3].

De igual manera, se generaron migmatitas ricas en feldespato, biotita y cianita agrupadas dentro de la **Migmatita Sabanilla (T1$_{S}$)**, desarrolladas por anatexia cortical durante un evento de rifting que marcó la transición de un régimen extensional a la configuración de un margen activo [4]. Las dataciones U-Pb en circones muestran un rango de edad entre 247 a 218 Ma y Rb-Sr en roca total arroja una edad de 224 ± 37 Ma. Adicionalmente, edades K-Ar en micas (70 a 80 Ma) y en hornblenda (~130 Ma) indican episodios posteriores de metamorfismo térmico [1], [3], [5], [6].

Durante el **Mesozoico**, a lo largo del **Triásico** se depositaron volcanosedimentos de la **Formación Piuntza (T2-3J1$_{Pz}$)** interpretados como productos de un rift intracontinental con facies marinas y continentales, similares al Grupo Mitu del sur del Perú [6], [7]. Su edad ha sido determinada entre el **Triásico** al **Jurásico** mediante fósiles de bivalvos como Halobia, Daonella y Entomonotis [1], [7].

En el **Jurásico** se emplazó el **Complejo Intrusivo Zamora (J$_{Z}$)**, compuesto por granodioritas y dioritas calco-alcalinas que intruyen formaciones volcánicas y metamórficas preexistentes [8]. Dataciones U-Pb en circón sitúan su edad entre 178.1 ± 1.4 Ma a 145.4 ± 0.2 Ma, indicando un prolongado episodio magmático en el **Jurásico** [4], [8], [9]. Este complejo intrusivo se asocia a la asimilación cortical y al desarrollo de skarns junto con sistemas hidrotermales tipo pórfido.

Asimismo, se desarrolla la **Formación Upano (J2K1$_{U}$)**, compuesta por brechas volcánicas, metandesitas y esquistos con metamorfismo de bajo grado (facies de esquistos verdes). Contemporáneamente, se desarrolló un margen convergente con volcanismo calco- alcalino, representado por las formaciones **Misahuallí (J2K1$_{M}$)** y **Chapiza (J2K1$_{Ch}$)**. La Formación Chapiza ha sido datada mediante U-Pb en circones detríticos con edades entre 150.8 ± 1.8 Ma a 149.9 ± 2.2 Ma, mientras que eventos mineralizadores relacionados se sitúan entre 156 a 153 Ma [10], [11], [12]. La Formación Misahuallí, por su parte, tiene edades K-Ar y ^{40}Ar/^{39}Ar entre 168 ± 8 Ma a 143 ± 7 Ma, además de dataciones U-Pb entre 160 a 153 Ma [1], [10], [13]. Ambas formaciones incluyen lavas, tobas, brechas volcánicas y depósitos fluviales. Presentan interdigitaciones claras y evidencias de deformación sin-sedimentaria, lo que indica actividad tectónica coetánea a la sedimentación.

Posteriormente, durante el **Cretácico**, la región fue cubierta por una extensa secuencia sedimentaria relacionada con una cuenca de antepaís, como producto del avance de la orogenia andina. Las formaciones **Hollín (K1$_{H}$)** y Napo **(K$_{N}$)** representan ambientes fluviales, estuarinos y marinos someros, con una evolución transgresiva clara [11], [14]. La Formación Hollín está compuesta por areniscas cuarzosas y lutitas, mientras que la Formación Napo incluye lutitas negras, areniscas glauconíticas y niveles volcanoclásticos. Las dataciones de microfósiles y circones detríticos las sitúan entre el **Albiano** y el **Campaniano** [14], [15].

Durante el **Cenozoico**, específicamente en el **Cuaternario**, la región fue afectada por procesos erosivos y sedimentarios que originaron depósitos superficiales como **Terrazas Aluviales (Q_T), Coluviales (Q_C) y Aluviales (Q_A)**.

Los cuerpos intrusivos de la zona incluyen granitos, granodioritas, dioritas y pórfidos granodioríticos y riolíticos, que intruyen secuencias metamórficas y sedimentarias. Aunque sin dataciones precisas, se estima que son posteriores al **Cretácico Inferior**.

La geología estructural está dominada por un sistema de fallas con rumbo NNE–SSO y cinemática inversa como las Fallas Sabanilla, Palanda y Nangaritza, que constituyen las principales estructuras regionales, acompañadas por otros sistemas de fallas inversas y normales.

REFERENCIAS

[1] M. LITHERLAND, J. A. ASPDEN, & R. A. JEMIELITA (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador. British Geological Survey.

[2] R. SPIKINGS, A. PAUL, C. VALLEJO, & P. REYES (2021) «Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera real, Ecuador: 40Ar/39Ar analyses and detrital zircon U/Pb geochronology», Gondwana Res., vol. 90, pp. 77-101, doi: https://doi.org/10.1016/j. gr.2020.10.009.

[3] R. SPIKINGS ET AL. (2015) «The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma)», Gondwana Res., vol. 27, N° 1, pp. 95-139, doi: 10.1016/J.GR.2014.06.004.

[4] R. COCHRANE ET AL. (2014) «Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea», Lithos, vol. 190-191, pp. 383-402, mar., doi: 10.1016/j.lithos.2013.12.020.

[5] R. COCHRANE (2013) «U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents».

[6] R. SPIKINGS ET AL. (2016) «Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea», Gondwana Res., vol. 35, pp. 124-143.

[7] H. IVIMEY-COOK Y N. J. MORRIS (1989) «Triassic bivalves from the province of Zamora Chinchipe in SE Ecuador», Third Annu. Rep. Cordillera Real Geol. Proj. INEMIN-British Mission. Open File Report. BGS, Keyworth. Nottingham, UK, INEMIN, Quito.

[8] R. A. SPIKINGS ET AL. (2019) «Latest Triassic to Early Cretaceous tectonics of the Northern Andes: Geochronology, geochemistry, isotopic tracing, and thermochronology», Andean Tectonics, pp. 173-208, doi: 10.1016/ B978-0-12-816009-1.00009-5.

[9] M. CHIARADIA (2009) «Adakite-like magmas from fractional crystallization and melting-assimilation of mafic lower crust (Eocene Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador)», Chem. Geol., vol. 265, N° 3-4, pp. 468-487, jul, doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.05.014.

[10] S. LEARY, R. H. SILLITOE, P. W. STEWART, K. J. ROA & B. E. NICOLSON (2016) «Discovery, geology, and origin of the Fruta del Norte epithermal gold-silver deposit, southeastern Ecuador», Econ. Geol., vol. 111, N° 5, pp. 1043-1072.

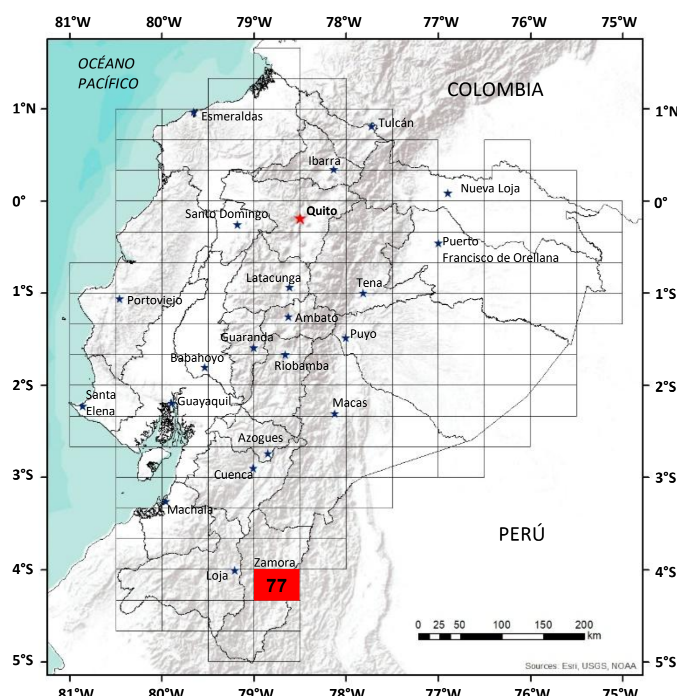
[11] C. VALLEJO ET AL. (2021) «Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America», Glob. Planet. doi:https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103555.

[12] J. DROBE, D. LINDSAY, H. STEIN & J. GABITES (2013) «Geology, Mineralization, and Geochronological Constraints of the Mirador Cu-Au Porphyry District, Southeast Ecuador», Econ. Geol., vol. 108, N° 1, pp. 11-35, doi: 10.2113/econgeo.108.1.11.

[13] R. A. SPIKINGS, W. WINKLER, D. SEWARD & R. HANDLER (2001) «Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust», Earth Planet. Sci. Lett., vol. 186, N° 1, pp. 57-73, mar, doi: 10.1016/S0012- 821X(01)00225-4.

[14] E. JAILLARD ET AL. (1997) «Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador», en Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCIÓN, vol. 1, pp. 1-164.

[15] M. ORDOÑEZ, J. JIMENEZ & J. SUAREZ (2006) Ecuadorian micropaleonology. Petroproduction.



HOJA GEOLÓGICA-77 ZAMORA (1996)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica Zamora (77) se localiza en la parte Suroriental del país en la Provincia de Zamora Chinchipe, Cantón Zamora, en un cuadrángulo de coordenadas geográficas 78°30'; 79°00' Longitud Occidental y 4°00'; 4°20' Latitud Sur. La zona de estudio comprende los declives, estribaciones de la Cordillera Oriental y la Cordillera del Cóndor, disectadas por las cuencas de los Ríos Zamora, Nangaritza y Cenepa. El principal sistema de drenaje se origina en la zona subandina, dirigiéndose hacia la vertiente oriental, cuyos tributarios forman el Río Zamora, luego el Río Santiago que desemboca finalmente en el Río Amazonas en territorio peruano.

El área presenta un clima variable desde subtropical húmedo a templado, con temperaturas máximas entre 25° y 28°C; la pluviosidad es fuerte, con lluvias que sobrepasan los 2000mm anuales. Lo accidentado del terreno en ciertas zonas ha dado lugar a que éstos se mantengan inexplorados, la exuberante vegetación selvática ha limitado el interés en la agricultura y la ganadería por lo que sus habitantes fundamentan su actividad a la explotación del oro.

En el Sur del país la Cordillera Real pierde el alineamiento con relación al centro y norte, adquiriendo formas irregulares con numerosos ramales en distintas direcciones, resultando una morfología completamente diferente, en donde la ausencia de cobertura volcánica joven, la intensa denudación y el fuerte tectonismo ha afectado profundamente al paisaje morfológico. El rasgo más importante es el gran Batolito de Zamora que cubre una gran extensión con dirección N-S en donde se encuentran los depósitos de los distritos mineros de la región.

GEOLOGÍA

El área de estudio geológicamente está ubicada cerca del borde de la cuenca pericratónica en proximidad con la Cordillera Real de los Andes Ecuatorianos (zona subandina), caracterizándose por la presencia de rocas antiguas de edad y litología diferentes, siendo éstas de edad Triásica, compuesta por rocas metamórficas (Grupo Zamora); secuencias sedimentarias y volcánicas mesozoicas del Jurásico y Cretácico, pertenecientes a la Formación Santiago y Chapiza, rocas sedimentarias cretácicas, de las Formaciones Hollín y Napo y depósitos cuaternarios como terrazas aluviales y coluviales. Estas unidades estratigráficas están intruidas por rocas granodioríticas del Batolito de Zamora de edad Jurásica, rocas del tipo granito-gneis del Complejo Tres Lagunas (Litherland, 1988).

ROCAS METAMÓRFICAS

Grupo Zamora (P_{Zz}) (Triásico): Estas rocas pertenecen al núcleo metamórfico del Sur de la Cordillera Central denominado Grupo Zamora.

Sus principales afloramientos se encuentran en el sector occidental de la Hoja, constituyendo la gran faja metamórfica de la Cordillera Real que longitudinalmente atraviesa el país en sentido N-S. Las rocas metamórficas aflorantes son de grado bajo a medio: filitas, cuarcitas, esquistos sericíticos, cuarcíticos alternando con esquistos cuarzo-feldespáticos-cloríticos, moscovíticos, gneises cuarzosos y micáceos en proporciones variables. Estas rocas metamórficas presentan una foliación 20°N-30°E y buzamiento 40°-50°W. Están expuestas en los cauces de los ríos Zamora, Sabanilla, Bombuscara y en el sector NW de la Hoja.

El espesor de estos metamórficos se desconoce, ya que su base no ha sido observada y se encuentra plegada.

Estas rocas tradicionalmente han sido interpretadas como paleozoicas con base a su supuesta correlación con litologías similares del Perú (Gerth, 1955); Bristow y otros (1975); Feininger (1975-1982); Baldock (1982). Sin embargo, en el Estudio de la Geología de las Rocas Metamórficas de la Cordillera Real del Ecuador recopilado por Litherland M. (1992), describe cinco divisiones litotectónicas informales deduciendo que durante el Mesozoico aparecieron eventos de acreción repetitivos y que la transgresión dextral ha sido de fundamental importancia en la determinación de la evolución tectónica de esta parte de los Andes Nórdicos. La División Loja tiene una mejor estimación de la edad en un rango de 200 y 220 Ma (Triásico). En la parte Noreste de la Hoja, c. (235-535) hay un cambio de micaesquistos a un granito homogéneo de grano medio con una foliación débil, se manifiesta nuevamente paralela al rumbo regional NNE de los esquistos adyacentes. La impresión general es que el granito ha sido formado localmente por procesos metasomáticos.

Formación Santiago (JS) (Jurásico Inferior): La Formación se extiende al Sur hacia el Perú; constituida por una secuencia monótona de calizas silíceas en capas delgadas centimétricas de color gris obscuro, intercaladas con areniscas calcáreas y lutitas negras, localmente bituminosas (Bristow y Hoffstetter, 1977). Hacia el Oeste las facies se vuelven volcánicas con la presencia de brechas, tobas y lutitas bentoníticas. En el sector del yacimiento de Nambija su litología está representada por una secuencia de rocas del Jurásico Inferior, constituida de argilitas, areniscas y arcillas con intercalaciones de mantos de rocas andesíticas. La potencia de este paquete alcanza 500 metros (Paladines, 1989).

Metasedimentos Shaime (Jmssh) (Jurásico Inferior): Los principales afloramientos se observan en los altos morfológicos; están constituidos por lutitas calcáreas metamorfoseadas con cantos de rocas ígneas y cuarzo, en una matriz calcárea silicificada, con bajo grado de metamorfismo.

Areniscas blanquecinas de grano fino con fenocristales de cuarzo y feldespato en una matriz arenosa con cemento calcáreo c. (482-325), su espesor se desconoce. Estos metasedimentos están en contacto con el Batolito de Zamora, por consiguiente, se tiene un metamorfismo de contacto.

Volcánicos Chumbiriatza (Jmvich) (Jurásico inferior): Se trata de un lineamiento de estrato volcánico intensamente erosionado y afectado por fallas que no mantienen estructuras volcánicas muy claras. Los principales afloramientos se infieren en los altos morfológicos de las zonas de influencia, en los puntos de c. (468-325) y c. (483-321) las rocas están constituidas por lavas porfiríticas metamorfizadas con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y escasa hornblenda, con una matriz cuarzo-feldespática, brechas de color obscuro con fragmentos de lutitas silicificadas en una matriz vítrea, en éstas se reconocen clastos de gneis granítico y presencia de epidota. Estas rocas se correlacionan con la Formación Santiago, tanto por su litología como por su ubicación, estructuralmente están controladas por la gran falla de Zamora, la Formación Santiago mientras más se aleja hacia el Oeste se hace más volcánica.

ROCAS INTRUSIVAS

Batolito de Zamora (G_M) (Jurásico): Se presenta un cuerpo alargado en dirección NNE-SSW y constituye el elemento generador del metasomatismo en la zona; representa más del 60% de la totalidad de las rocas del área de estudio que forman parte de la Cordillera del Cóndor. Se encuentran a lo largo de los ríos Bombuscara, Jambué, Nambija, Nangaritza, etc. y al Este de la falla de cabalgamiento en contacto con las rocas metamórficas.

Se ha observado que en la parte centro y oeste de la Hoja las rocas ígneas intrusivas tienen una composición con predominio de minerales félsicos (cuarzo, feldespato, moscovita), dando colores claros a las rocas graníticas, no así en el sector centro-oriente, las rocas presentan 30-60% de minerales máficos (biotitas, piroxenos, anfíboles), siendo estas rocas melanocráticas, originando colores obscuros. En el punto de c. (263-466) existe un afloramiento de roca plutónica holocristalina compuesta de cuarzo, feldespato potásico y hornblenda, correspondiendo a un granito rosado. En el sector de Chinapintza de c. (667-545) la roca microscópicamente presenta fenocristales de plagioclasa, cuarzo, hornblenda, feldespato como minerales principales y sericita, clorita, apatito y esfena como minerales secundarios, la roca es una granodiorita hornbléndica con alteración hidrotermal (argilización moderada).

Una muestra tomada en la zona de Guaysimi por la Misión Británica (Litherland, 1987) fue datada por el método potasio-argón por el Servicio Geológico Británico en biotita/hornblenda. Puesto que el Batolito de Zamora no está deformado, estos datos son considerados para representar las edades de enfriamiento magmático, indicando un plutonismo que fluctúa entre 150 y 190 Ma. Su edad Jurásica muestra que es parte del Batolito de Zamora.

La ocurrencia de diques pegmatíticos y aplíticos dentro del intrusivo, afirma el criterio de la ascensión de magmas evolucionados, mediante un flujo permisivo a través de zonas de debilidad tectónica (fallas y fracturas). El rumbo aproximado N-S de la mayoría de estos diques evidencian un esfuerzo compresional E-W.

Zonas De Skarn (Jsk): Estas zonas se localizan en el contacto entre las rocas carbonatadas, areniscas, arcillas, tobas del Jurásico Inferior (Formación Santiago) y el Batolito de Zamora. Tienen una estructura masiva de grano fino a medio de color amarillo verdoso, ocasionalmente de color ladrillo por la presencia de granate. En la Hoja las rocas de skarn afloran en el centro, sur y oriente del área.

Skarn de Nambija: Se conocen 6 áreas mineralizadas: El Diamante, Mapasingue, El Playón, El Arco, Campanilla y Campana, que se hallan de una manera secuencial y forman una gran estructura mineralizada, con una longitud de 3200m y rumbo N10°E que buza 34° hacia el Este. Geológicamente está representado por una secuencia de rocas del Jurásico Inferior, constituida por argilitas, areniscas y arcillas con intercalaciones de mantos de rocas andesíticas con una potencia de ± 500 metros sobre el cual descansa un paquete de cuarcitas (150 metros) que hace contacto (en partes tectónico) con la zona mineralizada del skarn. En la cota 1800 m.s.n.m. de c. (473-499) presenta un ambiente geológico, donde las rocas carbonatadas ricas en calcio, magnesio (dolomitas) posiblemente de la Formación Santiago (Jurásico) han sido sometidas a procesos de metasomatismo, que ha sido influenciado por los fluidos hidrotermales durante la intrusión de las rocas arriba indicadas en el período jurásico.

En las rocas de skarn estudiadas se observan las siguientes asociaciones de minerales:

a) Asociación Piroxeno-Granítica.

b) Cuarzo sulfuro-clorita.

c) Cuarzo-carbonática

El oro, en un gran porcentaje de las muestras, se observa macroscópicamente en forma de nidos, de vetillas, rellenando pequeñas fisuras y cementado entre los granos de granate.

En el área de Piuntza, la mineralización aurífera está relacionada a un cuerpo subvolcánico postmiocénica, de textura porfirítica, la misma que está distribuida en forma diseminada y en vetillas, constituyendo posiblemente un stockwork.

Hacia el Sur se localizan los altos morfológicos de la Sultana del Cóndor, que estructuralmente se encuentra fallado, por lo que las rocas más antiguas se han sobrepuesto a las Formaciones sedimentarias de la región oriental, esta zona presenta rocas graníticas pertenecientes al Batolito de Zamora. En el punto de c. (449-433) se localiza una roca granítica compuesta de cuarzo, ortoclasa, hornblenda y mica, con mineralización de sulfuros y oxidación en los rellenos de las diaclasas.

Skarn de Chinapintza (Jsk): Comprende las zonas de Chinapintza y Pangui muy cerca de la frontera con el Perú (lado oriente de la Hoja); la mineralización está localizada en las partes apicales del intrusivo de Zamora, se trata de cuerpos en forma de stockwork, con la mineralización clásicamente distribuida en fisuras, vetillas y en forma diseminada. Las vetas tienen un rumbo 10°N-15°E y están compuestas de pirita, esfalerita, galena y ocasionalmente arsenopirita c. (681-546). El oro no es visible, es de baja calidad con 50-60% y el resto es plata.

Formación Chapiza Miembro Misahuallí (JKch) (Jurásico-Cretácico): La Formación Chapiza está expuesta en muchos lugares de la zona subandina al Sur del Ecuador, comprende una sección de sedimentos clásticos continentales (capas rojas) sobrepuestas por depósitos clásticos y piroclásticos (Miembro Misahuallí), el espesor de la secuencia varía de 600 a 4500 metros, encontrándose las facies volcánicas más predominantes hacia el Norte.

En el área tipo la Formación ha sido subdividida en tres (Tschopp, 1953) Chapiza Inferior roja y gris con un espesor máximo de 1500 metros, consiste de lutitas y areniscas intercaladas con horizontes de anhidrita, dolomita y yeso. La Chapiza Media (máximo 1000 metros) comprende lutitas rojas y areniscas con evaporitas. La Chapiza Superior o Miembro Misahuallí alcanza 2000 metros y consiste de lutitas rojas, areniscas y conglomerados interestratificados con tobas violáceas, grises y verdes, brechas volcánicas y basaltos.

El límite de la Formación descansa discordantemente sobre la Formación Santiago en la zona. Su edad ha sido interpretada como correspondiente al límite Jurásico-Cretácico (INEMIN). El tope de la Chapiza está marcado por el recubrimiento Hollín, pero la discordancia puede ser de importancia local.

Los materiales que afloran en la zona de trabajo se los ha caracterizado como unidades que están correlacionadas con el Miembro Misahuallí, reconocidas localmente en el campo y denominadas por su ubicación.

Volcánicos Piuntza (JKM) (Jurásico-Cretácico): Estas rocas afloran en el centro-este de la Hoja y sus localidades típicas son: la Quebrada Piuntza a partir de c. (341-440); la Quebrada La Pituca a partir de c. (347-427); en la Quebrada Timbara c. (332-487) los afloramientos están representados por rocas subvolcánicas de color verdoso en diques y stocks de dimensiones métricas y decamétricas. Son de textura afanítica, microporfiríticas, representadas por traquidacita con hornblenda y plagioclasa, en una matriz vítrea; andesita porfirítica con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y piroxeno en una matriz afanítica vítrea, con microcristales de feldespato, traquita, dacita, por lo general estas rocas están alteradas debido a procesos de propilitización, epidotización, silicificación. También afloran conglomerados gruesos, microconglomerados, areniscas tobáceas, conglomerados brechosos de tamaños variables entre 3mm a 5cm. Estos materiales de roca sobreyacen a las rocas intrusivas y se encuentran intruidas por rocas subvolcánicas que estructuralmente están controladas por la falla de Zamora en dirección E-W, correspondiente a la Formación Chapiza.

Estratos fosilíferos afloran al Oeste del Río Timbara c. (636-573) Philco D., registró pequeños xenolitos recubiertos de bivalvos dentro de horizontes de metalimolitas calcáreas fangosas; en el sector de Guaysimi (mina) localizada aproximadamente a 12.5 km al Oeste del Río Timbara, el Ing. E. Salazar tomó la muestra ES-1A y ES-1B las mismas que forman parte de una secuencia portadora de oro tipo volcano-sedimentario, parcialmente skarnificada y de importancia económica.

Los especímenes analizados son: pectináceos, encontrados en una limolita calcárea fangosa gris-obscura, Entomonotis por su edad pertenecen al Triásico Medio, Tardío a Superior. La importancia de esta investigación radica en que se presenta el primer registro de sedimentos marinos triásicos en el Ecuador.

Formación Hollín (KH) (Cretáceo): Aflora en la parte septentrional y suroriental de la zona de estudio; esta Formación fue conocida en 1927 por Wasson y Sinclair en su localidad tipo a lo largo del Río Hollín cerca de la ciudad del Tena.

En el área de estudio ocupa parcialmente la parte oriental de las Hojas de Guaysimi y Nayumbe, escala 1:50000; se encuentra formando capas de espesores decimétricos de areniscas cuarzosas de color blanco, con una orientación N7°E/42°SE, el tamaño es variable de grueso a fino, con intercalaciones de lutitas algo silíceas; en el Río Nangaritza c. (625-414) y c. (602-327) se observan afloramientos de roca masiva de grano fino-medio de color blanco, siendo esta roca una arenisca cuarzosa, bastante fracturada, con rumbo N20°E buzamiento horizontal y una potencia de ±50 metros (Sector Chamico-Río Nangaritza). Estas rocas yacen en discordancia erosional y tectónica con el Batolito de Zamora y se encuentran sobreyacidas en discordancia aparente por lutitas y calizas de la Formación Napo.

Formación Napo (KN) (Cretáceo): La Formación Napo quizás es la secuencia más importante en el Oriente Ecuatoriano. Esta Formación suprayace transicionalmente y concordantemente a la Formación Hollín, teniendo una misma distribución areal, pero con mayor número de afloramientos por encontrarse en las partes más altas de la zona de estudio. Consiste en una sección de lutitas, negras, calizas fosilíferas grises a negras y areniscas calcáreas, depositadas en un ambiente marino en una cuenca de orientación N-S. En el punto c. (615-412) existe un afloramiento de areniscas glauconíticas y lutitas; igualmente en el punto c. (559-257) con presencia de calizas intercaladas con las facies litorales dominantes al Este. Estos sedimentos son transicionales entre la Hollín y la Napo Inferior.

Terrazas (t-1-3): Estos depósitos están distribuidos en amplias zonas aledañas a los ríos: Zamora, Bombuscara, Jambué, Nangaritza y están constituidas por gravas arenas, limos y arcillas polimícticas acarreadas y depositadas en forma lenticular; ocasionalmente su espesor alcanza unos 50 metros, se reconocieron hasta 3 niveles de terrazas en forma escalonada, que cubren parcialmente las Formaciones antiguas.

Coluviales (c): Generalmente expuestos en la mayor parte de las pendientes y al pie de los taludes, están constituidos por materiales heterogéneos, donde existe una mezcla de productos arcillosos con rocas de tamaño variable desde centimétricos hasta varios metros de diámetro.

Depósitos aluviales: Están localizados en las planicies aluviales de los ríos: Zamora, Bombuscara, Jambué, Nambija, etc.; formando meandros en el curso superior de los rápidos, contienen oro que es explotado a gran escala en forma artesanal.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona estudiada presenta una geología bastante compleja, debido principalmente a fenómenos de carácter tectónico que produjeron enormes fallamientos, acompañados de intrusivos de magma que dieron lugar a la formación del gran Batolito de Zamora, así como de fenómenos de metamorfismo de contacto y posteriores procesos de metasomatismo, generadores de intrusivos de carácter metasomático (Intrusivo Tres Lagunas) y zonas de skarn aurífero.

La zona correspondiente a la estructura mineralizada conocida como Skarn de Nambija, está delimitada por dos fallas de tipo regional de rumbo Norte-Sur, muy importantes, ya que alinean a los sitios de explotación de Nambija, Campanilla y Campana, en sentido casi Norte-Sur (10° al Este), otra fractura de carácter regional, paralela a la Cordillera de Tzunantza es la falla de la Quebrada de El Oro con una dirección NE-SO. También tenemos la falla inferida de Zamora en sentido Este-Oeste, que controla la litología en la parte norte con los Volcánicos de edad Jurásico-Cretácico (Chapiza-Misahuallí) y en su parte sur los jurásicos (Chumbiriatza-Shaime).

En la parte occidental de la Hoja existe una gran falla de cabalgamiento de carácter regional que atraviesa la zona de Sur a Norte para luego dirigirse con un rumbo Noroeste sirviendo de contacto entre el metamórfico del Grupo Zamora y el batolito del mismo nombre.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

El Grupo Zamora está representado por un conjunto de gneis y esquistos (División Sabanilla), así como por un granito peralumínico tipo S, estas rocas de edad Paleozoica, forman parte de una antigua corteza continental constituida desde el Precámbrico hasta el Jurásico.

En el Triásico Superior se desarrolló una cuenca volcánica de rift (fosa de hundimiento), conteniendo fósiles Norianos (Philco D.), compuesta de filitas negras, verdes, metatobas y mármoles. Se piensa que las rocas del skarn de Nambija, derivan de esta secuencia; estas rocas serían correlacionables con las calizas de la plataforma Santiago, depositadas en su totalidad hacia el Este.

En el suroriente han sido identificados bivalvos en la unidad volcano-sedimentaria Piuntza, de edad Triásico Superior. Durante el Jurásico Superior a Medio, fue intruido el Batolito de Zamora tipo I de composición calco-alcalina, que en forma de cinturón se extiende de Norte a Sur a lo largo de la faja subandina.

En la zona de contacto entre el Batolito de Zamora y las rocas jurásicas skarnificadas se han descubierto los yacimientos de los Distritos Mineros de: Nambija, Guaysimi y Chinapintza; estas rocas de skarn parecen corresponder a volcano sedimentos de la Formación Santiago, los cuales al ser intruidos por el Batolito de Zamora han quedado como roof pendants (pendientes de techo).

La colisión Jurásico/Cretácica entre un arco insular oceánico y una cuenca de trasarco está dada por sedimentos de plataforma oceánica de la Formación Santiago que han evolucionado con la madurez del arco a depósitos continentales durante el Jurásico Superior (Formaciones Chapiza y Misahuallí) junto con el cinturón plutónico Jurásico Zamora.

La protocordillera Real probablemente constituyó un eje positivo que limitó la cuenca oriental donde se depositaron los sedimentos de plataforma del Aptiense-Albiense (Formación Hollín) derivados del Este, seguidos por los depósitos transgresivos (Formación Napo) de la penetración marina del Norte y Sur. En el Maestrichtiense-Paleoceno, la regresión marina hace que se depositen las capas rojas (marino-continentales) de la Formación Tena (no aflora en la Hoja) derivados del Oeste.

Con la formación y subsecuente subducción de la Placa Nazca a expensas de la reorganización de la Placa Farallón, en el Oligoceno se desarrolla el arco volcánico continental con la formación de cuentas intramontañosas, de cuencas de antearco en la Costa y la cuenca mayor de trasarco en el Oriente. Se tiene inmensas estructuras de dirección N-S. La zona subandina adquiere su propio carácter y cabalga la cuenca oriental.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la zona subandina, en los depósitos de piedemonte como en las fallas principales, se aprecian filones de cuarzo de origen tectónico, conteniendo sulfuros, así también en los rodados del área mencionada, esto indica una zona de gran potencial minero. La mayor concentración de minerales se encuentra en la zona de Nambija y sectores adyacentes, situados en una franja de fuerte dislocación estructural.

Los minerales están representados por oro y scheelita como minerales principales de mena; pirita y arsenopirita como minerales secundarios asociados a procesos metasomáticos e hidrotermales. Los minerales de ganga están representados por cuarzo, epidota, granates, carbonatos (calcita) yeso y como mineral secundario clorita.

Además, cabe indicar que existen otros sectores de interés económico como: Chinapintza, Guaysimi, Río San Luis y Sultana del Cóndor.

La presencia del megabatolito granítico de Zamora tiene ocurrencias esporádicas de pegmatitas alcalinas ricas en potasio y sodio, las que se presentan en forma de diques, sills y bolsonadas con elevados contenidos de feldespatos, este último de gran utilidad para la industria cerámica (sector Jambué).

Los materiales que constituyen las terrazas y aluviales recientes pueden ser utilizados como materiales de construcción.

REFERENCIAS

ASPDEN J. A., LITHERLAND M. (1990) Cordillera Real. IV informe.

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín Explicativo del Mapa Geológico, escala 1:1000000. DGGM.

ESTRELLA R. M. MINORIENTE (1987) Área “La Reina”

BRISTOW C. R. y HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International. Vol. V.

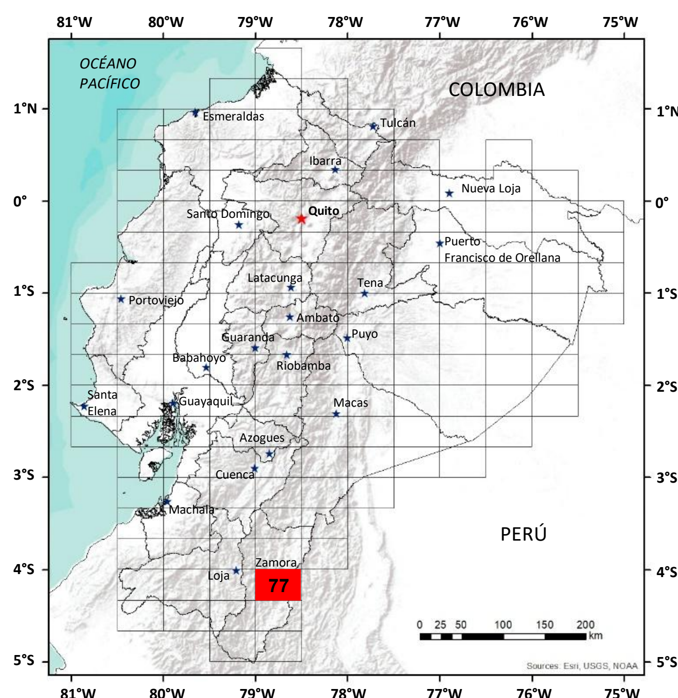
JIMÉNEZ F. (s.f.) Área Minera Pachicutza CEM.

PALADINES A. (1989) Zonificación Geotectónica y Metalogénica del Ecuador

SANTAMARÍA W. (s.f.) Informe área Nambija

SALAZAR E., PILLAJO E. (1983) Estudio Nambija

TSCHOPP H. J. (1953) Bosquejos de la Geología del Oriente Ecuatoriano.



HOJA GEOLÓGICA-77
ZAMORA (2014)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Geológica de Zamora 1:100000, cubre un área aproximada de 1370km^2, localizado al suroriente del Ecuador, en la provincia de Zamora Chinchipe. El acceso a la zona se realiza por vías de primer orden Loja-Zamora, Macas-Zamora. Posee relieves montañosos altos de 2000 y 3000 msnm, relieves montañosos bajos de 900 a 1200 msnm expuestos en las vertientes o laderas que escurren a los principales ríos; relieves estructurales de 800 a 1800 msnm, sobre rocas sedimentarias formando mesetas.

GEOLOGÍA

Consta de rocas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas de diversos ambientes genéticos. La geología de la faja sub-andina al SE del Ecuador está dominada por la intrusión de batolitos tipo l, de arco volcánico continental Jurásico Zamora, que intruyen a rocas pre-triásicas. Los volcánicos de la Fm. Misahuallí es la expresión extrusiva del arco continental Jurásico. Afloran rocas volcanoclásticas de la Unidad Piuntza y lavas de la Unidad Pachicutza (triásica), en ventanas tectónicas sobre el Batolito Zamora. Las rocas sedimentarias de la Fm. Hollín y Napo de edad cretácica yacen disconformes sobre el intrusivo Zamora.

LITOESTRATIGRAFÍA

¿Precámbrico (PE)?: (Litherland et al., 1994). Techos colgantes sobre el batolito Zamora están al E de la Falla Palanda se asignan al cratón amazónico; afloran en las Q. Pituca y Tzaruntza, consta de ortogneises migmatíticos de textura nematoblástica, intruidos por diques de microdiorita y pegmatita; en el sector La Curintza afloran cuarcitas, en Chinapintza consta de esquistos se evidencian al menos dos fases de deformación.

Unidad Isimanchi (Pz$_{Is}$): (Litherland et al., 1994). Aflora en el sector de Curintza en una franja de filitas negras con clivaje penetrativo, esquistos oscuros grafitosos y meta-andesita porfídica. Al S de Cerro Colorado afloran esquistos gris-azulados. En la Curintza el contacto es tectónico con la U. La Saquea y térmico con el batolito Zamora; en Cerro Cobrado el contacto es fallado con la U. Piuntza. La edad no está definida, evidencia estructural y paleontológica sugieren una edad pre-Jurásica entre el Carbonífero-Triásico.

Unidad Sabanilla (TR$_{Sb}$): (Litherland et al., 1994). Consta de migmatitas, ortogneises y paragneises; afloran en la vía Zamora-Limón-La Fragancia y río La Curintza entre otros. Las migmatitas presentan estructura microplegada; en ellas, las micas forman bandas oscuras, y los siálicos bandas blancas. La U. Sabanilla cabalga sobre los U. Yacuambí y sobre el Batolito Zamora, por efecto de la falla Palanda. Dataciones radiométricas de Rb-Sr dan una edad de 224 ± 37 Ma.

Unidad Pachicutza (TR$_{Pch}$): (INIGEMM, 2012). La geoquímica de roca total en lavas de la unidad revela una composición basáltica sub-alcalina con afinidad toleítica. Esto sugiere que los volcánicos básicos de la U. Pachicutza se habrían originado en ambiente de Rift Triásico Zamora-Pucará.

Expuestos en el curso alto de las Q. Pachicutza y Miazi y en Santa Elena. Consiste pillow lavas, lavas basálticas y andesito-basálticas, parcialmente skarnificada con texturas microporfiríticas y afaníticas, también consta de brechas volcánicas; tobas compactas; y conglomerado con clastos andesíticos.

En lavas skarnificadas se observó granoblastos de anfibol, piroxeno, epidota y granate. La U. Pachicutza es intruida por el Batolito Zamora, exhibe contacto tectónico con rocas plutónicas; en otros el contacto es discordante bajo la U. Yapi, y partes son contactos discordantes con la U. Congüime. Se infiere un espesor de 400 a 600m. Por estratigrafía se sugiere una edad Triásica.

Unidad Piuntza (TR$_{Pz}$): (Litherland et al., 1994). Formada por una serie sub-horizontal de vulcano-sedimentos continentales y marinos: tobas, flujos lávicos, brechas andesíticas y dacíticas; caliza, lutita calcárea, limolita y arenisca tobácea. Su contacto con el Batolito Zamora ha generado cuerpos metasomáticos de skarn aurífero localizados en las áreas mineras de Piuntza, Nambija y María Elena; afloran en la Q. Nambija y se amplía hasta Sultana del Cóndor y Guaysimi Alto.

Son intercalaciones subhorizontales de tobas y cenizas estratificadas; en otros sectores aparecen brechas volcánicas con líticos andesíticos; brechas heterolíticas finas, tobas y andesitas porfiríticas silicificadas. Fósiles encontrados en limolitas calcáreas skarnificadas , señalan una edad Triásico medio a tardío. Se ha determinado 3 miembros.

Miembro Basal: Son intercalaciones de toba, ceniza intermedia a ácida, brecha volcánica y andesita porfirítica. El conjunto está silicificado, brechas y lavas lucen propilitizadas con epidota y clorita secundaria. Se encuentra tobas de lapilli, tobas de cristales, tufitas masivas o laminadas, y líticos andesíticos, todas ellas silicificadas; las brechas volcánicas son clasto-soportadas con fragmentos de toba, andesita y dacita en matriz vítrea. Análisis geoquímicos de lavas del miembro basal dan en andesita basáltica alcalina y sub-alcalina de afinidad toleítica, que sugiere un volcanismo dentro de una cuenca restringida tipo rift.

Miembro Medio: Son intercalaciones de lutita, limolita gris azulada y arenisca gris crema, de grano fino a medio, estratificada y silicificada, con líticos andesíticos en matriz vítrea. En la Q. del Maní, afloran calizas lodolíticas de textura micrítica. En el contrafuerte de Tzunantza se hallan calizas granulares recristalizadas de textura esparítica. En los altos de la Q. Tzunantza y en el río Timbara se hallan boulders de skarn de granate y epidota, rocas corneanas y gossan.

Miembro Superior: Consiste de cuerpos metasomáticos discontinuos de exoskarn de andradita y epidota ubicados en diferentes niveles estratigráficos; en transformación parcial, se distinguen relictos de toba de lapilli con granate diseminado. La skarnificación está favorecida en tobas y estratos calcáreos. En la cordillera de Nanguipa aflora en sentido N-S, como techo colgante del Batolito Zamora; yace sobre la U. Isimanchi, y bajo la U. La Saquea en contactos discordantes. Se estima espesor entre 500-600m.

Unidad Yapi (J_{Yp}): (INIGEMM, 2012). Son depósitos calcáreos de mar somero; consiste de lodolitas calcáreas micríticas, de color gris oscuro y negro; a la base con estratificación laminar; en la parte superior con estratos oscuros tabulares e intercalaciones métricas de caliza blanca esparítica; los niveles basales contienen sulfuro que indican ambiente de deposición reductor (anóxico). Se observa y recristalización en calizas cercanas al contacto con el Batolito Zamora. Se estima un espesor de 160 a 200m. Las calizas se han depositado discordantemente sobre la U. Pachicutza. Aunque no se disponen de dataciones son correlacionados con las rocas calcáreas de la Fm. Santiago del Triásico Superior-Jurásico Inferior.

Formación Chapiza (J_{Ch}): (Baby et al., 2004). Consiste de sedimentos continentales clásticos, no metamorfizados, depositados en ambiente desértico con incursiones marinas locales. Contiene facies detríticas grano-decrecientes que incluyen a la base conglomerados de cantos andesíticos y cuarzo en matriz areno-arcillosa; areniscas con cemento calcáreo alternadas con lutitas abigarradas; grauwacas grises en bancos métricos, andesitas basálticas y brechas intrusivas emplazadas en las secuencias detríticas. La formación yace en discordancia sobre la U. Yapi y subyace en contacto discordante a la U. volcánica Congüime. En la Q. Yapi descansa sobre el U. Pachicutza. Su espesor varía de 2000 a 4500m. Se ha sugerido una edad del Jurásico Medio a Cretácico Temprano para esta Formación.

Unidad La Saquea (J_{LS}): Son productos volcánicos calcoalcalinos relacionados con la Fm. Misahuallí forma parte del arco subandino Jurásico. Aflora en La Saquea y en la vía Timbara-Cutuntza consiste de andesitas basálticas intruidas por el Batolito Zamora; en el contrafuerte de Nanguipa las lavas están encima de los estratos superiores metasomatizados de la U. Piuntza. Las andesitas y andesitas basálticas lucen diaclasadas, silicificadas y epidotizadas, intercalados están las brechas volcánicas y volcanosedimentos. En la Q. del Maní la U. La Saquea está en contacto tectónico con la F m. Hollín. Análisis geoquímicos en rocas de la unidad indican magmas subalcalinos con afinidad calco-alcalina, se interpreta como parte del arco volcánico Misahuallí-Colán (Romeuf et al., 1995).

Unidad Yacuambí (J_{Ya}): Consta de tobas, lavas y sedimentos fluvio-lacustres. Aflora al E de la falla Palanda, en el sector El Limón (vía Zamora-Loja), entre otros. Consta de lutitas estratificadas, areniscas volcánicas finas y tobas localmente silicificadas; cercanos a la fala Palanda, en El Líbano la unidad muestra filitas y esquistos sericíticos. Con foliación N60°E/48°NO y el clivaje N5°E/76°NW. La unidad está en contacto tectónico con la U. Sabanilla al O y el Batolito Zamora al E. En el contrafuerte La Curintza se encuentra como techo colgante dentro del batolito Zamora. Por su contenido de rocas volcano-sedimentarias se la correlaciona con unidades similares atribuidas dentro del área de estudio al Jurásico Superior generadas en un arco volcánico Jurásico.

Volcánicos Misahuallí Indiferenciados (J_{Mi-i}): (Romeuf et al., 1995). Rocas andesíticas de la unidad aflora en la cumbre de la Cordillera del Cóndor entre Miazi y Maycú, yacen debajo de la Fm. cretácica Hollín. Son andesitas masivas gris verdosas, de textura afanítica a subporfirítica, se intercalan delgadas capas de brecha gris verdosa con clastos de basalto y andesita basáltica. No se dispone de datos geoquímicos de estas rocas; sin embargo, por su naturaleza petrográfica andesítica se interpreta como originada en un arco continental calco-alcalino compatible con la intrusión del Batolito Zamora.

Formación Hollín (K_H): (Wasson y Sinclair, 1927). Consiste de bancos masivos, ocasionalmente a la base guijarrosas de areniscas blancas de grano fino a medio, con estratificación cruzada y micro-ondulaciones; dominan estratos métricos de areniscas de grano fino alternados con lutitas carbonosas; en la serie son comunes las impregnaciones. En la vía Timbara-Tzunantza Alto se halla una escama tectónica, de la Fm Hollín deformados la señe yace en discordancia erosional sobre el Batolito Zamora, con estratificación N30°E/40°NO. Al E de la hoja los afloramientos representativos están en ambos lados del río Nangaritza. El espesor estimado es 150 y 200m. La edad de la Fm Hollín ha sido determinada en estudios previos entre Aptiano superior a inferior tardío.

Unidad Shaime (K_{Sh}): (INIGEMM, 2012). Consta de intercalaciones de lutita negra estratificada con niveles calcáreos que pasan gradualmente a limolitas y arcosas; yace discordante sobre la U. Misahuallí.

En la vía Maycú-Centro Shaime afloran clástica de matriz criptocristalina, algo silicificada y ocasionalmente brechada intercaladas con margas fosilíferas, lutitas y limolitas laminadas negras y grises y arcillolitas plásticas; es común hallar abundantes fósiles. Afloramientos está parcialmente deformadas y estratificación vertical. Se estima un espesor 60 y 80m, aunque podría ser mayor. La edad ha sido definida en base a los fósiles en Albiano.

En Sumayacu se observó a la U. Shaime yaciendo a la Fm. Hollín y estudios paleontológicos confirman que la U. Shaime no es antigua que la Fm. Hollín. Se establece la equivalencia de la U. Shaime con la Fm. Napo.

Formación Napo (K_N): (Wasson y Sinclair, 1927). Consiste de areniscas, calizas y lutitas negras que marcan un episodio transgresivo marino. Una subsecuencia de relleno durante el inicio del evento transgresivo está representada por la arenisca "T" principal (areniscas glauconíticas, calcarenitas y lutitas), y la caliza B que indica ambientes de baja energía de plataforma marina somera. La edad para la Fm. Napo es Albiano medio a superior.

En la vía Los Geranios-Sumayaku, afloran lutitas de color gris a marrón oscuro y que yacen concordantemente sobre las areniscas de la Fm. cretácica Hollín. Las lutitas son laminadas, bituminosas, de color gris a marrón oscuro, con estratificación lenticular de lutitas aleuríticas (limolitas) e improntas de helechos fósiles. La estratificación en estas rocas es N10°E/15°SE en esta sección se observa un contacto transicional grano decreciente entre las areniscas de la Fm Hollín y las lutitas de la Fm. Napo.

Volcánicos Terciarios Indiferenciados (T_{Vi}): (Hoja Geológica Codillera Tzunantza, 1998) por ausencia de accesos no tuvo control de campo, consiste de lavas riodacíticas gris verdosa con una textura porfirítica que están cubiertas por sedimentos tobáceos de poco espesor, esta unidad se encuentra en contacto discordante con las unidades infrayacentes.

Unidades Volcánicas Congüime (T_{Cgu}): (INIGEMM, 2012). Rocas de ambiente subvolcánicos a volcánico efusivo, de composición ácida a intermedia de dacitas y riolitas porfiríticas y volcanosedimentos andesíticos, dacíticos depositado en ambientes fluviales y lacustres, intercaladas con arenas, grauvacas, areniscas verdes y areniscas feldespáticas amarillo-rojizos. Además, existen brechas freatomagmáticas con stocks o diques riolíticos y dacíticos alojados en zonas de debilidad. Estos diques contienen mineralización de sulfuros y alteración hidrotermal (silicificación).

Tobas andesíticas y riolíticas (T_{Cgt}): (INIGEMM, 2012). Consiste de tobas andesíticas situadas al SE de las cabeceras de la Q. Pachicutza. Constituidos por volcanosedimentos andesíticos y riolíticos depositadas en ambientes fluviales y lacustres, con alteración argílica avanzada. Las tobas riolíticas se encuentran al S de Chinapintza. Esta unidad presenta tobas riolíticas con alteración de arcillas tipo illita con sericita. Las brechas son explosivas tipo freatomagmática, con mineralización tipo stockwork. En el sector de Chinapintza se encuentra en contacto discordante con el batolito de Zamora, en Pachicutza está en contacto fallado con Fm. Chapiza y sobreyace discordantemente a la U. Pachicutza.

Lavas Dacíticas (T_{Cgl}): (INIGEMM, 2012). Se encuentra al NE de Chinapintza, en el sector denominado Reina del Cisne. Consiste en flujos de lavas porfiríticas grises, con alteración argílica a sericítica. La mineralización es pobre y tiene una asociación pirita-esfalerita diseminada y rellenando fracturas. En el sector de Chinapintza este cuerpo se encuentra intruído por pórfidos y diques porfiríticos de composición ácida a intermedia. Estas rocas subvolcánicas controlan la mineralización del sistema de vetas y diseminado en el área minera de Chinapintza.

Depósitos Cuaternarios Terrazas (Q_t): Son frecuentes terrazas gradadas en diferentes niveles y flanqueando a los aluviales de los ríos Zamora, Jambüe y Nangaritza.

Depósitos Aluviales a olillas de los ríos Zamora, Jambüe, Bombuscaro, Nambija, entre otros y en el río Nangaritza se observa discretos depósitos aluviales, constituidos de bloques, cantos rodados y gravas de rocas ígneas intrusivas de composición intermedia a ácida y arenas gruesas y finas.

Depósitos Coluviales (Q_c): Se forman por fenómenos de remoción en masa en zonas de pendiente fuerte y donde hay cambios de pendiente. Consiste de bloques cantos, gravas; son heterogéneos y con fragmentos de roca mal clasificados y mal trabajados.

Deslizamientos (Q_d): Se encuentran en laderas de pendientes abruptas que drenan a los ríos principales como: Jambüe, Bombuscaro y Nambija entre otros. Son deslizamientos activos e inactivos, son observables la zona de arranque y depósito.

ROCAS INTRUSIVAS Y SUBVOLCÁNICAS

Complejo Intrusivo Zamora (Jc_{Za}): (Litherland et al., 1994), corresponde a una cadena de batolitos tipo-I esencialmente no deformados y no metamorfizada. Se encuentra constituido por una serie de litologías que incluyen granodioritas de hornblenda-botita y dioritas, localmente granitos. Sin embargo, se reportan: monzogranitos, cuarzo-monzonitas, cuarzo-dioritas, monzodioritas, dioritas. Es un batolito elongado (200 km de largo por 50 km de ancho), segmentado en 3 partes por las fallas La Canela y Nangaritza con dirección N-S. Predominan las granodioritas hornbléndicas, equigranulares de grano grueso a medio, de textura fanerítica. Existen afloramientos casi en toda la hoja. Al E de la hoja, el cuerpo intrusivo consiste de granodioritas, y en menor extensión cuarzodiorita-monzodiorita. Al margen derecho del río Nangaritza aflora una franja de esta roca.

Es común la presencia de enclaves xenolíticos y diques de composición andesítico y pórfidos cuarzo-feldespáticos atravesando el cuerpo intrusivo.

Este intrusivo se encuentra cubierto discordantemente por rocas sedimentarias del cretácico y a la vez en contacto tectónico con rocas metamórficas (gneis, migmatitas) pertenecientes a la U. Sabanilla, observado al O de la hoja. La edad es determinada entre 170 y 190 Ma. Entre Jurásico Medio-Inferior (Litherland et al., 1994).

ROCAS SUBVOLCÁNICAS

Brechas

Se ha identificado tipos de brechas de origen explosivo con mineralización y alteración, debido a su interés geológico-minero. Se han identificado dos tipos:

Brechas hidrotermales (Bh): son rocas de color gris claro, constituidas por fragmentos líticos (monomícticas), en matriz arcillosa de la misma roca y cemento silíceo o ferruginoso, afectadas por procesos hidrotermales. Los fragmentos y la matriz son de composición similar, son brechas soportadas por fragmentos subangulosos-angulosos. La alteración hidrotermal predominante en estas brechas es argilización, sericitización, cloritización y silicificación tanto en fragmentos como en la matriz, y presenta sulfuros diseminados y superficialmente sobreros de hierro “gossan”.

Aflora en la Q. Tzunantza, en el sector del Contrafuerte La Curintza y; en la Q. Tzunantza se observa bloques rodados métricos y reportadas por algunas empresas mineras, en los campos mineros de Nambija y Pachicutza (PRODEMINCA, 2000).

Brechas polimícticas (Bp): Rocas de color gris claro, constituidas por fragmentos polimícticos, ligados en matriz arcillosa, acompañado por fluidos mineralizantes, estas brechas son semi-correspondientes, debido a la composición entre los fragmentos y matriz mixta, presenta material ígneo juvenil (lapilli acrecionario), fragmentos de pómez, clastos sinter. Una característica es la inyección de matriz dentro de algunos clastos, que le diferencia de otro tipo de brechas explosivas. Se encuentra en la concesión minera Pituca II, la roca de caja presenta alteración silícea, cuarzo-sericítica, y presencia de sulfuros. Cuerpos similares han sido reportados por el INIGEMM (2012) en el sector de Guayzimi, Centro Shaime y en Chinapintza por Ecuador Gold and Copper Corp. (2013).

PÓRFIDOS

Se distinguen por su textura porfirítica, de grano grueso, buen desarrollo de bs minerales siálicos, presentan coloración gris claro. Se han determinado tres tipos de pórfidos por su composición:

Pórfidos Andesíticos (PA): son rocas de color gris claro. Son cuerpos locales de composición intermedia, ocurren en superficie, pero no se descarta un mayor tamaño a profundidad, afloran en la Q. Campanas y cercanos al Cerro Cobrado. (PRODEMINCA, 2000). En el sector de Chinapintza aflora un pórfido andesítico se extiende con dirección NNO, intruyendo al pórfido dacítico. Presenta una coloración gris verdosa, con textura porfirítica de grano medio a fino.

Pórfidos dacíticos (PD): Rocas de color gris claro, con textura porfirítica. Son cuerpos locales, de composición intermedia a ácida, con incipiente alteración argílica es gran interés en la exploración minera, debido a su relación con depósitos de diatremas, y otros sistemas de mineralización; afloran entre las Q. Sacansa y La Pituca. Al O en la población de Chinapintza aparece la misma roca con fenocristales de cuarzo, con alteración propilítica. Este pórfido se encuentra ligado directamente con mineralización del sector de Chinapintza.

Pórfidos riolíticos (PRl): Son cuerpos subvolcánicos, porfiríticos formando stocks de composición riolítica variando a riodacita, emplazados en granitoides del intrusivo Zamora. Son rocas de coloración blanca a gris clara. Es característica la presencia de cristales de cuarzo gruesos y alargados, translucidos, formados en ambientes de temperaturas altas. El mineral de alteración dominante es la illita producto de la alteración de la moscovita. Aflorantes cerca al aeropuerto de Cumbaratza, Q. Sacansa, y en Chinapintza atribuidos a la U. Congüime.

OTROS INTRUSIVOS

En el presente estudio se han determinado las siguientes composiciones para los pequeños cuerpos intrusivos post batolíticos:

Dioritas (D): Rocas de color gris oscuro, textura fanerítica de grano fino. Ocurren en pequeñas dimensiones y ocasionalmente forman cuerpos tabulares como diques, observados en el sendero La Pituca-río La Curintza, Romerillos Alto entre otros.

Granitos (G): Roca con textura fanerítica de grano medio a grueso, de color rosado, ocasionalmente muy meteorizados y con plagioclasas alteradas a arcillas como mineral secundario. Son apófisis de cuerpos graníticos probablemente más grande en profundidad, ocurren en afloramientos pequeñas dimensiones, observados en el sector La Pituca, Q. Bunga, sendero a San Luis entre otros.

Cuarzodioritas (Qd): Son rocas ígneas plutónicas de grano medio a fino, color gris oscuro, con textura fanerítica, y micro textura porfirítica. Afloran en la Q. El Diamante, al N en la Q. Cumay entre otros y otros cuerpos reportados en Centro Shaime por INIGEMM (2012).

ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

Al O de la hoja, el control estructural está definido por la falla regional de cabalgamiento Palanda (NE/56°NO); la falla se observa en la vía Limón-Chorrillos donde pone en contacto tectónico las rocas metamórficas de la U. Sabanilla (Triásico) con volcanosedimentos de la U. Yacuambí (Jurásico); hacia el S, siguiendo dirección, la falla pone en contacto la U. Sabanilla con el Batolito Zamora.

Paralela a la falla Palanda, otra falla inversa nace de ésta, en un punto cercano a la Q León siguiendo hacia el N con rumbo N23°E/72°NO; esta estructura pone en contacto tectónico la U. Yacuambí y el Complejo Intrusivo Zamora. El cinturón metalogénico de Nambija, está delimitado por estructuras paralelas a la fala N12°E/68°SE pone en contacto las rocas volcánicas de la U. Piuntza y las rocas intrusivas de Zamora.

Fallas transcurrentes (sinistral) con dirección NE-SO y buzamientos fuertes mapeado en la Q. Campanas, en el Cerro Colorado existe una falla inversa con leve buzamiento al E; algunas de estas estructuras se encuentran mineralizadas.

En Timbara se observan dos fallas inversas dextrales N45°E, 60°NO que delimitan una escama tectónica compuesta de areniscas y lutitas deformadas. En estas falas se observa estiramiento y milonitas de 3 m de espesor afectando a lutitas negras.

Al E el sistema de fallas inversas y transcurrentes Nangaritza, se ha detectado actividad tectónica plio-cuaternaria, expresado en un notable desplazamiento vertical de las unidades cretácicas entre 80 y 100 m.

Las fallas mayores tienen una tendencia regional N-S, NE-SO; mientras que las fallas menores, fracturas y diaclasas conforman sistemas estructurales complementarios en las rocas intrusivas.

Al SO de la hoja, se observa la prolongación desde el S de una estructura de rumbo N -S , que atraviesa las laderas por el margen izquierdo del río Loyola y hacia el N sigue el cauce del río Jambue; esta falla es la prolongación de un ramal de la falla Canela.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Para exploración metálica existen propiedades mineras en la Cordillera del Cóndor en los distritos mineros de Nambija, Cominzasa, Campanas, Campanillas, Cumay, Cerro Colorado, Tumi, Sultana del Cóndor, Proyecto Cóndor (FDN), Mirador, Panantza, Chinapintza; todos ellos asociados a sistemas epitermales de baja, intermedia y alta sulfuración; sistemas skarnificados, sistemas pórfido, Santa Bárbara, El Hito, típico de pórfidos Cu-Mo. Para minería no metálica la principal actividad es la explotación de las areniscas cuarzosas de la Fm. Hollín.

Existe ocurrencias de mineralización económica de oro y metales básicos relacionada sistemas de mineralización epitermal, porfídico, skarnificado y sistemas IRGS (Intrusive Related Gold System) asociados a intrusivos graníticos con alteración potásica. Los sistemas epitermales de Au-Ag se alojan en estructuras vetiformes, complejos de brechas freatomagmáticas (diatremas) y cuerpos de brechas hidrotermales.

Sistemas porfídicos de Cu-Mo relacionadas a stocks dioríticos con alteración hidrotermal, están cercanos e inmediatos a los trenes de mineralización de depósitos ya conocidos, como el yacimiento de cobre El Mirador y otros pórfidos satélites con recursos cuantificables de escala mundial.

En el sector de la Q. Napintza existen labores mineras abandonadas y túneles. Un cuerpo de brecha hidrotermal reporta mineralización de 31.3 g/t Au; 268.6 g/t Ba; 9751 g/t As; 0.145% Cu; 586.3 g/t Pb; 60.69 g/t Sb y 565.0 g/t Zn. Otros sectores con mineralización de Ag-Cu-Pb-As- Sb-Zn, se relacionan a diques emplazados en cuerpos graníticos y rocas volcánicas andesíticas con valores 3.4-13.15 g/t Ag, 0.0128-0.53 % Cu; 150-2108 g/t Pb; 31.9-769 g/t As; 11.9-24.70 g/t Sb; 112.8-9455 g/t Zn relacionados a cuerpos tabulares post-batolito Zamora, diques porfídicos andesíticos y riolíticos; stocks graníticos, brechas hidrotermales, ubicados en las Q. Pituca, Timbara y Tzunantza. Indicios de oro aluvial se hallan en las Q. Nayumbe, Nambija, Chumbiriatza entre otros, y en el río Nangaritza en terrazas aluviales altas que contienen oro fino.

HISTORIA GEOLÓGICA

El basamento precámbrico? consiste de esquistos, cuarcitas y gneises con texturas migmatitas aflorantes como techos colgantes dentro del Complejo Intrusivo Zamora. En la Cuenca Oriente estas rocas han sido previamente reportadas en varios sitios (Baldock, 1982); una muestra del pozo petrolero Tapi datado por el método Rb-Sr ha reportado una edad de 1600 Ma. (Litherland et al., 1994).

La U. Isimanchi representa sedimentos calcáreos, brechas y tobas depositados discordantemente sobre el cratón durante el Carbonífero, sometidos a un metamorfismo de grado bajo como filitas, esquistos y mármoles (Litherland et al., 1994), y relacionados con la Fm. Macuma Pensilvánica a Pérmica (PRODEMINCA, 2000), en sectores está en contacto tectónico con la U. Sabanilla.

La U. Sabanilla constituye la corteza inferior continental sometido a enterramiento, con deformación y fusión parcial que originaron migmatitas y gneises con metamorfismo de medio a alto grado en el Triásico. La tectónica al SE en el Triásico superior a Jurásico Inferior estuvo marcada por esfuerzos distensivos originándose fallamientos en las rocas paleozoicas dando origen a la apertura del rifting (Baby et al., 2004), desarrollándose un volcanismo submarino originando rocas tipo MORB de la U. Pachicutza y formando cuencas restringidas y depositando sedimentos de origen continental y marino de la U. Piuntza en discordancia erosional sobre la U. Isimanchi.

Durante el Triásico-Jurásico se da lugar a la transgresión y sedimentación marina, iniciándose acumulaciones en ambiente marino somero de las calizas micríticas representadas por la U. Yapi (Fm Santiago), seguido por una fuerte erosión de los bloques levantados hacia las cuencas, causando la deposición de la Fm. Chapiza en ambiente continental y en discordancia erosional sobre la U. Yapi; a la postre se activó un volcanismo calco alcalino subacuático en régimen tectónico epirogenético y de esfuerzos extensionales de la Fm Misahuallí. Finalmente, en el Jurásico Medio a Tardío se emplazó el Batolítico de Zamora, es un arco plutónico continental calco-alcalino que intruyó a las rocas pre-jurásicas (Litherland et al., 1994).

En el Cretácico temprano ocurre una leve extensión post-rifting, iniciando la formación y acumulación en discordancia erosional de la Fm Hollín sobre el Complejo Batolítico Zamora en un ambiente fluvial y marino somero continental (Baby et al., 2004).

En un evento transgresivo y cambios de nivel de mar ocurre la deposición concordante de la Fm. Napo (correlacionada con la U. Shaime constituida de calizas fosilíferas, margas y lutitas) en un ambiente marino somero; durante el Cretácico tardío a partir de inversión y transpresión se desarrolla la Cuenca Oriente como resultado de esfuerzos transpresivos presentes a partir del Cretácico terminal, lo que provoca la emersión de la Cordillera Real (Baby et al., 2004).

Finalmente, en el terciario surgió un volcanismo que dio origen a la U. Volcánicos Congüime denominada U. Chinapintza (PRODEMINCA, 2000), son rocas acidas a intermedias con intrusiones de cuerpos subvolcánicos (pórfidos).

REFERENCIAS

BABY P, P., RIVADENEIRA, M., & BARRAGÁN, R. (2004) La Cuenca Oriente-Geología y Petróleo. IRD-Petroecuador.

CODIGEM (1994) Mapa geológico de Tzunantza 1:50000. Edición Provisional. ECUADOR GOLD AND COPPER CORP. (2013). Technical report on the condor gold and copper project located in Zamora, Ecuador.

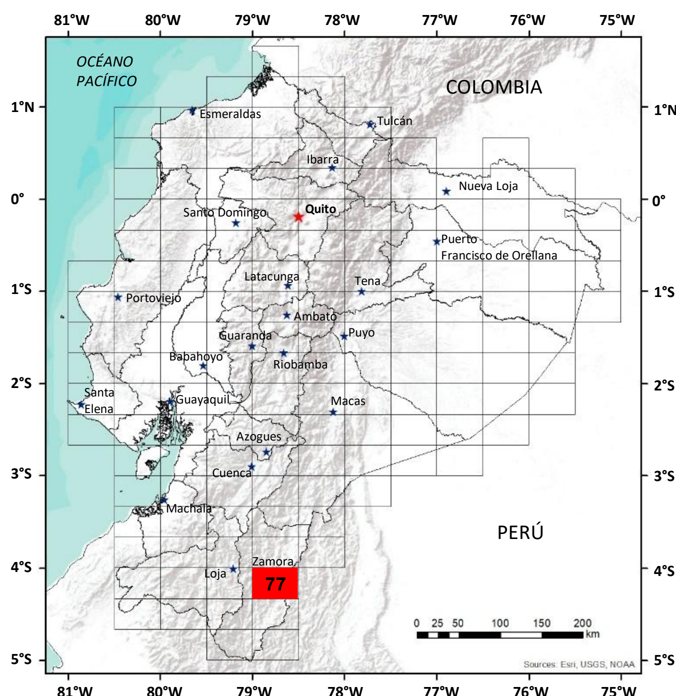
INIGEMM (2012) Proyecto Mapeo Geológico (Guayzimi-Centro Shaime escala 1: 50000. Mapa y memoria técnica). Quito.

LITHERLAND, M., ASPDEN, J. A., & JEMIELITA, R. A. (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador: Overseas Memoir of the British Geological Survey. Keyworth, U. K.

PROYECTO DE DESARROLLO MINERO METALÚRGICO (2000) Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador. Depósitos Porfídicos y Epi-mesotermales Relacionados con Intrusiones de la Cordillera el Condor" V.5. Quito.

ROMEUF, N.; PIERRE, S.; JAILLARD, E.; AGUIRRE, L.; FERAUD, G.; RUFFET, G. (1995) Middle, Jurassic volcanism in the Northem and CentralAndes. Revista geologica de Chile, Vol22 N°2, 243-259.

WASSON, T., & SINCLAIR, J. (1927) Geological Exploration East of the Andes in Ecuador. Bull. AAPG, 1263-1266.



HOJA GEOLÓGICA-77
ZAMORA (2017)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Geológica Zamora 1:100000, cubre un área aproximada de 1370km^2, localizada al suroriente del Ecuador, en la provincia Zamora Chinchipe. El acceso a la zona se realiza por las vías de primer orden Loja- Zamora o Macas-Zamora. Posee relieves montañosos altos de 2000 a 3000 msnm, relieves montañosos bajos de 900 a 1200 msnm expuestos en las vertientes o laderas que escurren a los principales ríos y, relieves estructurales de 800 a 1800 msnm en rocas sedimentarias que conforman mesetas.

GEOLOGÍA

Consta de rocas precámbricas, mesozoicas y cenozoicas de diversos ambientes genéticos. La geología de la faja Subandina al SE del Ecuador está dominada por la intrusión de batolitos tipo I, del arco continental Jurásico Zamora (Complejo Intrusivo de Zamora), que intruyen a rocas pre-jurásicas. Los volcánicos de la Fm. Misahuallí son la expresión extrusiva del arco continental Jurásico. Afloran rocas volcanoclásticas de la U. Piuntza y lavas de la U. Pachicutza (triásica) en ventanas tectónicas sobre el Complejo Intrusivo de Zamora. Las rocas sedimentarias de las Formaciones Hollín y Napo de edad cretácica yacen discordantes sobre el Complejo Intrusivo de Zamora.

LITOESTRATIGRAFÍA

¿UNIDADES PRECÁMBRICAS?

Unidad Plan del Oso ($\underline{P}?_{Po}$) (Precámbrico?): Litherland et al. (1994). Los techos colgantes sobre el Complejo Intrusivo de Zamora que están al E de la falla Palanda, en Litherland et al. (1994) se sugiere que estas rocas podrían ser del cratón amazónico posiblemente del Precámbrico, estas afloran en las quebradas La Pituca y Tzaruntza entre otros, constan de ortogneis y paragneis con textura nematoblástica migmatítica y cuarcitas, intruidos por diques de microdiorita y pegmatita. En el sector La Curintza, afloran cuarcitas y en Chinapintza se identifican esquistos sericíticos muy deformados.

UNIDADES TRIÁSICAS

Unidad Sabanilla (TR$_{Ls}$) (Triásico): Litherland et al. (1994). Consta de migmatitas, ortogneises y paragneises; afloran en la vía Zamora-Limón-La Fragancia y en el río Bombuscaro, entre otros lugares. Las migmatitas presentan estructuras microplegadas; en ellas, las micas forman bandas oscuras y los siálicos bandas blancas. La U. Sabanilla cabalga sobre la U. Pucarón y parte sobre el Complejo Intrusivo de Zamora, por efecto de la falla Palanda. Dataciones radiométricas Rb-Sr reportadas por Litherland et al. (1994) dan una edad de 224 ± 37 Ma.

Unidad Pachicutza (TR$_{Pch}$) (Triásico): INIGEMM (2012). La geoquímica de roca total en lavas de esta unidad revela una composición basáltica subalcalina con afinidad toleítica, esto sugiere que los volcánicos básicos de la U. Pachicutza se habrían originado como producto de la apertura del rift triásico Pucará-Zamora. Expuestos en el curso alto de las quebradas Pachicutza, Guangutza y Miazi. Consiste de pillow lavas, lavas basálticas y andesitas-basálticas, parcialmente skarnificadas con texturas microporfiríticas y afaníticas; también consta de brechas volcánicas, tobas compactas y de conglomerados con clastos andesíticos. En las lavas skarnificadas se observaron granoblastos de anfíbol, piroxeno, epidota y granate. La U. Pachicutza es intruida por el Complejo Zamora, aunque también exhibe un contacto tectónico con rocas plutónicas, las U. Yapi, U. Misahuallí, U. Shaime y Fm. Hollín; en otros sectores el contacto es discordante bajo la U. Congüime. Se infiere un espesor entre 400 y 600 m. Por estratigrafía se sugiere una edad triásica.

Unidad Piuntza (TR$_{Pz}$) (Triásico): Litherland et al. (1994). Formada por series estratificadas de volcanosedimentos continentales y marinos: tobas, flujos de lavas, brechas andesíticas y dacíticas; caliza, lutita calcárea, limolita y arenisca tobácea. Su contacto con el Complejo Intrusivo de Zamora ha generado cuerpos metasomáticos de skarn aurífero localizados en las áreas mineras de Piuntza y Nambija; afloran en la Q. Nambija y se amplía hasta la Sultana del Cóndor y Guaysimi Alto.

En el contrafuerte de Nanguipa aflora en sentido N-S, como techo colgante del Complejo Intrusivo de Zamora; yace sobre la U. Plan del Oso y bajo la U. La Saquea en contactos discordantes. Son intercalaciones de tobas y cenizas estratificadas; en otros sectores aparecen brechas volcánicas con líticos andesíticos; brechas heterolíticas finas, tobas y andesitas porfiríticas silicificadas. Fósiles encontrados en limolitas calcáreas skarnificadas, señalan una edad del Triásico Medio a Tardío (Litherland et al., 1994). Se calcula un espesor entre 500 y 600 m, conformada por 3 litologías principales:

Intercalaciones de toba, brecha volcánica y andesita porfirítica. El conjunto está silicificado, las brechas y lavas lucen propilitizadas con epidota y clorita secundaria. Se encuentran desde tobas de lapilli hasta tobas de cristales con líticos andesíticos; las brechas volcánicas son clasto-soportadas con fragmentos de toba, andesita y dacita en matriz vítrea. Análisis geoquímicos de lavas del miembro basal, dan andesita basáltica alcalina y subalcalina de afinidad toleítica, que sugiere un volcanismo dentro de una cuenca restringida relacionada con un rift. Lodolíticas calcáreas, calizas de textura micrítica en la Q. del Maní. En el contrafuerte de Tzunantza se hallan calizas granulares recristalizadas con textura esparítica.

Consiste de cuerpos metasomáticos discontinuos de exoskarn con andradita grosularia y epidota, ubicados en diferentes niveles estratigráficos; en transformación parcial se distinguen relictos de toba de lapilli con granate diseminado. La skarnificación está favorecida en tobas y estratos calcáreos. En los altos de la Q. Tzunantza y en el río Timbara se hallan boulders de skarn de granate y epidota, rocas corneanas y gossan.

UNIDADES JURÁSICAS

Unidad Yacuambí (J_{Ya}) (Jurásico): Consta de tobas, sedimentos fluvio-lacustres y lavas. Aflora al E de la falla Palanda, en el sector El Limón (vía Zamora-Loja), entre otros lugares. Cerca de la falla Palanda se presentan, areniscas volcánicas finas y tobas localmente silicificadas; en el sector de El Líbano la unidad muestra filitas y esquistos sericíticos con foliación en dirección NE buzando al NO. La unidad está en contacto tectónico con rocas de las U. Sabanilla, U. Pucarón, y con el Complejo Intrusivo de Zamora tanto al E como al O. En el contrafuerte La Curintza se encuentra como techo colgante dentro del Complejo Intrusivo de Zamora. Debido a la presencia de pulsos de lava calco-alcalina, se la correlaciona con el arco volcánico jurásico.

Unidad Pucarón ($J?_{Pc}$) (Jurásico?): INIGEMM (2015). Es una diferenciación de la U. Isimanchi en Litherland et al. (1994). Incluyen filitas, esquistos grafitosos y meta–areniscas. Los mejores afloramientos se encuentran en La Curintza y en San Francisco de Numbala al S (fuera del área de estudio), formando una faja discontinua. Litherland et al. (1994), aflora en el sector La Curintza en una franja de filitas negras con clivaje penetrativo, esquistos micáceos ligeramente grafitosos. En este sector el contacto es tectónico con la U. Yacuambí y con el Complejo Intrusivo de Zamora. La edad no está definida, evidencias estructurales y paleontológicas sugieren una edad Jurásica.

Unidad Yapi (J_Y) (Jurásico): INIGEMM (2012). Son depósitos calcáreos de mar somero; consisten de lodolitas calcáreas micríticas, de color gris oscuro y negro; en la base presentan estratificación laminar y en la parte superior estratos oscuros tabulares con intercalaciones métricas de caliza blanca esparítica; los niveles basales contienen sulfuros que indican un ambiente de deposición reductor (anóxico). Se observa dolomitización y recristalización en las calizas cercanas al contacto con el Complejo Intrusivo de Zamora. Se calcula un espesor de 160 a 200 m. Las calizas están en contacto tectónico con la Hollín, U. Pachicutza, U. Congüime y discordante con la U. Chapiza. Aunque no se dispone de dataciones esta unidad se la correlaciona con las rocas calcáreas de la Fm. Santiago del Jurásico Inferior (Tschopp, 1953).

Formación Chapiza (J_{Ch}) (Jurásico): Baby et al. (2004). Consiste de sedimentos continentales clásticos, no metamorfizados, depositados en un ambiente desértico con incursiones marinas locales. Contiene facies detríticas grano-decrecientes que incluyen en la base conglomerados de cantos andesíticos y cuarzo en matriz areno-arcillosa y areniscas con cemento calcáreo alternadas con lutitas abigarradas y grauvacas grises en bancos métricos. Localmente aparecen andesitas basálticas y brechas intrusivas emplazadas en las secuencias detríticas. La Formación yace en discordancia sobre la U. Yapi. Según Bristow y Hoffstetter (1977), el espesor varía de 2000 a 4500 m y su edad está entre el Jurásico Medio y el Cretácico Inferior.

Formación Misahuallí (J_M) (Jurásico): Romeuf et al. (1995). Rocas andesíticas de esta unidad afloran en la cumbre de la cordillera de El Cóndor entre Miazi y Maycu, yacen debajo de la Fm. Hollín. Son andesitas masivas gris verdosas, de textura afanítica a subporfirítica, se intercalan delgadas capas de brecha gris verdosa con clastos de basalto y andesita basáltica. No se dispone de datos geoquímicos de estas rocas; sin embargo, por su naturaleza petrográfica andesítica se interpreta como originada en un arco continental calco-alcalino compatible con la intrusión del Complejo Zamora.

Unidad La Saquea (J_{Sa}) (Jurásico): Son productos volcánicos calco-alcalinos relacionados con la Fm. Misahuallí, forma parte del arco subandino jurásico. Aflora en La Saquea y en la vía Timbara-Cutuntza, consiste de andesitas basálticas intruidas por el Complejo Intrusivo de Zamora. En el contrafuerte de Nanguipa las lavas están sobre los estratos superiores metasomatizados de la U. Piuntza. Las andesitas y andesitas basálticas lucen diaclasadas, silicificadas y epidotizadas, intercaladas puntualmente con brechas volcánicas y volcanosedimentos. En la Q. del Maní la unidad está en contacto tectónico con la Fm. Hollín. Análisis geoquímicos en rocas de esta unidad indican magmas subalcalinos con afinidad calco-alcalina, se la interpreta como parte del arco volcánico Misahuallí-Colán (Romeuf et al., 1995).

UNIDADES CRETÁCICAS

Unidad Shaime (K_{Sh}) (Cretácico): INIGEMM (2012). Presenta intercalaciones de lutitas negras estratificadas con niveles calcáreos que pasan gradualmente a limolitas y arcosas; yace discordante sobre la Formación Misahuallí. En la vía Maycu-Centro Shaime afloran calizas clásticas de matriz criptocristalina, algo silicificadas y ocasionalmente brechadas, intercaladas con margas fosilíferas, lutitas y limolitas laminadas negras, grises y arcillolitas plásticas; es común encontrar abundantes fósiles. Se calcula que tiene un espesor de 60 a 80 m, aunque podría ser mayor. Existen discrepancias en cuanto al contacto entre esta unidad y la Fm. Hollín, en Sumayaku se observaron lutitas de la U. Shaime yaciendo sobre la Fm. Hollín, en este sector se descartó la existencia de la U. Shaime y estas rocas fueron asignadas a la Fm. Napo; estudios paleontológicos sugieren que la U. Shaime no es más antigua que el Albiense Medio (Petroamazonas, 2014). Sin embargo, para el sector de Centro Shaime se acogió la información del INIGEMM (2012) pues, no fue posible acceder al sitio debido a problemas sociales.

Formación Hollín (K_H) (Cretácico): Wasson y Sinclair (1927), consiste de areniscas cuarzosas blancas de grano fino a medio, con estratificación cruzada y micro-ondulaciones; dominan estratos métricos de areniscas de grano fino alternados con lutitas grafitosas; en la serie son comunes las impregnaciones bituminosas. En la vía Timbara-Tzunantza Alto se encuentra una escama tectónica de la Fm Hollín deformada, la serie yace en discordancia erosional sobre el Complejo Intrusivo de Zamora; su estratificación tiene dirección NNE con buzamiento al SSO. Hacia el E de la hoja, los afloramientos representativos se encuentran en ambas márgenes del río Nangaritza. El espesor calculado es de 150 a 200 m. Según estudios previos la edad de la Fm Hollín ha sido ubicada entre el Aptiense - Albiense (Baby et al., 2004).

Formación Napo (K_N) (Cretácico): Wasson y Sinclair (1927). Conformada por areniscas, calizas y lutitas negras que marcan un episodio transgresivo marino. Una subsecuencia de relleno durante el inicio del evento transgresivo está representada por la arenisca “T” principal (areniscas glauconíticas, calcarenitas y lutitas) y la caliza B, que indican ambientes de baja energía de plataforma marina somera y con una edad Albiense Medio a Superior (Baby et al., 2004). En la vía Los Geranios-Sumayaku afloran lutitas y calizas que yacen concordantemente sobre las areniscas de la Fm. Hollín. Las lutitas son laminadas, bituminosas, de color gris a marrón oscuro, con estratificación lenticular de lutitas aleuríticas (limolitas) e improntas de helechos. La estratificación en estas rocas es aproximadamente N-S buzando ligeramente al E, en esta sección se observa un contacto transicional grano decreciente entre las areniscas de la Fm Hollín y las lutitas de la Fm. Napo.

Unidad Congüime ($PL?_{Cg}$) (Plioceno): INIGEMM (2012). Son rocas volcánicas efusivas, de composición ácida a intermedia compuestas por: dacitas, riolitas porfiríticas, y volcanosedimentos depositados en ambientes fluviales y lacustres, tobas andesíticas y riolíticas, intercaladas con arenas, grauvacas, areniscas verdes y areniscas feldespáticas. Existen brechas freatomagmáticas con mineralización tipo stockwork y pórfidos andesíticos a riolíticos alojados en zonas de debilidad que contienen mineralización de sulfuros y presentan alteración hidrotermal (argílica-silicificación). En la Q. Pachicutza está en contacto fallado con la Fm. Chapiza y sobreyace discordantemente a la U. Pachicutza. En el sector de Chinapintza este cuerpo se encuentra en contacto discordante con el Complejo Intrusivo de Zamora y está intruido por pórfidos y diques de composición ácida a intermedia. Estas rocas subvolcánicas controlan la mineralización.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Terraza aluvial (Q_T) (Cuaternario): Principalmente consta de cantos y bloques redondeados heterolíticos, es frecuente encontrar terrazas gradadas en diferentes niveles y flanqueando a los depósitos aluviales de los ríos Zamora, Jambué y Nangaritza.

Depósito coluvial (Q_C) (Cuaternario): Se forman por fenómenos de remoción en masa en zonas de pendiente fuerte y donde hay cambios de pendiente que drenan a los ríos principales como: Jambué, Bombuscara y Nambija entre otros. Consisten de bloques y gravas; son heterogéneos y con fragmentos de roca mal clasificados y mal trabajados. Existen deslizamientos activos e inactivos, donde se observa la zona de arranque y la de depósito.

Depósito aluvial (Q_A) (Cuaternario): Localizados a orillas de los ríos Zamora, Jambué, Bombuscaro, Nambija, Nangaritza, entre otros. Están constituidos por bloques, cantos rodados, gravas de rocas ígneas intrusivas de composición intermedia a ácida y arenas gruesas y finas.

ROCAS INTRUSIVAS

Complejo Intrusivo Zamora (Jz) (Jurásico): Litherland et al. (1994). Es un batolito tipo-I esencialmente no deformado ni metamorfizado, elongado (200 km de largo por 50 km de ancho) y segmentado en tres partes por las fallas La Canela y Nangaritza con dirección N-S. Predominan granodioritas hornbléndicas, equigranulares de grano grueso a medio, de textura fanerítica. Aflora extensamente en gran parte de la Hoja. En la margen derecha del río Nangaritza aflora una franja de esta roca; es común la presencia de enclaves xenolíticos y diques de composición andesítica, además, existen pórfidos cuarzo-feldespáticos atravesando el cuerpo intrusivo. Este intrusivo se encuentra cubierto discordantemente por rocas sedimentarias del cretácico y está en contacto tectónico con rocas metamórficas pertenecientes a la U. Sabanilla. La edad ha sido determinada entre 170 Ma, y 190 Ma, Jurásico Medio-Inferior (Litherland et al., 1994).

Otros intrusivos: en este estudio se han determinado las siguientes composiciones para los pequeños cuerpos intrusivos post-Complejo intrusivo de Zamora encontrados:

Granito (G^G): Rocas con textura fanerítica de grano medio a grueso, de color rosado, ocasionalmente muy meteorizadas y con plagioclasas alteradas a arcillas como mineral secundario. Ocurren en afloramientos de pequeñas dimensiones, probablemente son apófisis de cuerpos graníticos más grandes en profundidad, se los observa en el sector La Pituca, Q. Bunga, sendero a San Luis, entre otros.

Cuarzodiorita (G^{Qd}): Son rocas ígneas plutónicas de grano medio a fino, color gris oscuro, con textura fanerítica, y micro textura porfirítica. Afloran en la Q. El Diamante, al N en la Q. Cumay, entre otros lugares. Otros cuerpos en Centro Shaime fueron reportados por el INIGEMM (2012).

Diorita (D^D): Rocas de color gris oscuro, textura fanerítica de grano fino. Ocurren en pequeñas dimensiones y ocasionalmente forman cuerpos tabulares como diques, observados en el sendero La Pituca-río La Curintza, Romerillo Alto, entre otros.

ROCAS SUBVOLCÁNICAS

Pórfidos: Se distinguen por su textura porfirítica, de grano grueso, buen desarrollo de los minerales siálicos, presentan coloración gris clara. Se han identificado tres tipos de pórfidos por su composición:

Pórfidos riolíticos (P^R): Forman stocks de composición riolítica variando a riodacítica, emplazados en el Complejo Intrusivo de Zamora. Son rocas de coloración blanca a gris clara. Es característica la presencia de cristales de cuarzo, gruesos, alargados y translúcidos, formados en ambientes de temperaturas altas. El mineral de alteración dominante es la illita producto de la alteración de la moscovita. Afloran en el sector El Arenal y en Chinapintza. Este pórfido se encuentra ligado directamente con la mineralización en el sector de Chinapintza, presenta alteración fílica y vetillas con pirita, rodocrosita y galena.

Pórfidos dacíticos (P^{Dc}): Rocas de color gris claro, con textura porfirítica. En el sector de Chinapintza aflora un pórfido dacítico que se extiende con dirección NNO. Presenta una coloración gris clara a gris verdosa, con textura porfirítica de grano medio a fino. También existen cuerpos locales, de composición intermedia a ácida, con incipiente alteración argílica, son de gran interés en exploración minera, debido a su relación con depósitos de diatremas y otros sistemas de mineralización; afloran entre las Q. Sacansa y La Pituca.

Pórfidos andesíticos (P^A): Son cuerpos de composición intermedia, en pequeños afloramientos, no se descarta un mayor tamaño a profundidad, afloran en la Q. Campanas y al SO de Cerro Colorado

Brechas (B): Se han identificado dos tipos de brechas de origen explosivo con mineralización y alteración hidrotermal, que muestran interés geológico-minero:

Brechas hidrotermales: Son rocas de color gris claro, constituidas por fragmentos monomícticos, en matriz y cemento silíceo o ferruginoso, afectadas por procesos hidrotermales. Están soportadas por fragmentos subangulosos-angulosos de líticos mineralizados. La alteración hidrotermal predominante en estas brechas es argílica, sericítica con cloritización y silicificación tanto en los fragmentos como en la matriz y presentan sulfuros diseminados. Superficialmente conforman sombreros de hierro “gossan”. Afloran en la Q. Tzunantza, algunos cuerpos pequeños han sido reportados por empresas mineras, en los campos mineros de Nambija y Pachicutza (PRODEMINCA, 2000).

Brechas freatomagmáticas: Son rocas de color gris claro, constituidas por fragmentos polimícticos en matriz arcillosa, acompañados por fluidos mineralizantes, estas brechas son semi-correspondientes, debido a la composición entre los fragmentos y matriz mixta, presenta material ígneo juvenil (lapilli acrecionario), fragmentos de pómez, clastos de sinter. Una característica es la inyección de matriz dentro de algunos clastos, que les diferencia de otro tipo de brechas explosivas. Se encuentra en la concesión minera Pituca II, la roca de caja presenta alteración silícea, cuarzo-sericítica y presencia de sulfuros. Cuerpos similares han sido reportados por el INIGEMM (2012) en los sectores de Guayzimi y Centro Shaime. Además, existen evidencias de estas brechas en núcleos de perforación en el sector de Chinapintza, según Maynard y Jones (2013).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Al oeste de la Hoja, el control estructural está definido por la falla regional de cabalgamiento Palanda en dirección NNE, buzando al NO, se la observa en la vía Limón-Chorrillos donde pone en contacto las rocas metamórficas de la U. Sabanilla (Triásico) con volcanosedimentos de la U. Pucarón (Jurásico?); hacia el S, siguiendo esta dirección, la falla pone en contacto a la U. Sabanilla con el Complejo Intrusivo de Zamora. Paralela a la falla Palanda, otra falla inversa nace de ésta, en un punto cercano a la Q. del León siguiendo hacia el N con rumbo similar; esta estructura al N en la quebrada Gemairo ocasiona el contacto entre la U. Yacuambi y el Complejo Intrusivo de Zamora.

El cinturón metalogénico de Nambija, está delimitado por estructuras paralelas en dirección N-S que ponen en contacto las rocas volcánicas de la U. Piuntza y las del Complejo Intrusivo de Zamora. Fallas transcurrentes con movimiento dextral en dirección NO-SE y buzamientos fuertes se observan en la Q. de Nambija y al E de Cerro Colorado. En este mismo sector existe una falla inversa con leve buzamiento al SE; algunas de estas estructuras se encuentran mineralizadas. En Timbara se observan fallas inversas dextrales en dirección NE y buzando al NO, que delimitan una escama tectónica compuesta de areniscas y lutitas deformadas. En estas fallas se observan estriamientos y milonitas de hasta 3 m de espesor afectando a lutitas negras.

Al E, en el sistema de fallas Nangaritza, se ha detectado actividad tectónica reciente, expresado en un notable desplazamiento vertical de las unidades cretácicas entre 80m y 100 m. Las fallas mayores tienen una tendencia regional N-S, NE-SO; mientras que las menores, fracturas y diaclasas conforman sistemas estructurales complementarios en las rocas intrusivas. Al SO de la Hoja, se observa la prolongación desde el S de una estructura de rumbo N-S, que atraviesa las laderas por la margen izquierda del río Loyola y sigue el cauce del río Jambué hacia el N; esta estructura es la prolongación del sistema de fallas La Canela.

HISTORIA GEOLÓGICA

El basamento ¿Precámbrico? consiste de ortogneis y paragneis, cuarcitas y esquistos aflorantes como techos colgantes dentro del Complejo Intrusivo de Zamora. En la Cuenca Oriente estas rocas han sido previamente reportadas por Baldock (1982); una muestra del pozo petrolero Tapi datado por el método Rb-Sr ha reportado una edad aproximada de 1600 Ma. que podría ser mucho más antiguo. (Litherland et al., 1994).

La U. Sabanilla constituye la corteza inferior continental sometida a enterramiento, con deformación y fusión parcial que originaron migmatitas y gneises con metamorfismo de medio a alto grado en el Triásico. La tectónica al SE en el Triásico Superior a Jurásico Inferior estuvo marcada por esfuerzos distensivos que originaron fallamientos en las rocas pre-triásicas dando inicio a la apertura del rifting (Baby et al., 2004), con el desarrollo de un volcanismo submarino originando rocas tipo MORB de la U. Pachicutza y conformando cuencas restringidas donde se depositaron sedimentos de origen continental y marino de la U. Piuntza. Durante el Triásico y el Jurásico tiene lugar la transgresión y sedimentación marina, iniciándose el volcanismo y sedimentación de la U. Yacuambí, posteriormente se da la depositación en ambiente marino somero de lodolitas calcáreas y calizas representadas por la U. Yapi (Fm. Santiago) y depositación profunda representada por la U. Pucarón que consta de sedimentos grafitosos con metamorfismo de bajo grado generando filitas, y esquistos grafitosos, seguido por una fuerte erosión de los bloques levantados hacia las cuencas, causando la depositación de la Fm. Chapiza en un ambiente continental y en discordancia erosional sobre la U. Yapi; a la postre se activó un volcanismo calcoalcalino en régimen tectónico epirogenético y de esfuerzos extensionales que generaron los volcánicos de la Fm. Misahuallí y U. La Saquea.

Finalmente, en el Jurásico Medio a Superior se emplazó el Complejo Intrusivo de Zamora, en un arco plutónico continental calco-alcalino que intruyó a las rocas pre-jurásicas (Litherland et al., 1994).

En el Cretácico Inferior ocurre una leve extensión post-rifting, iniciándose la formación y acumulación en discordancia erosional de la U. Shaime y Fm. Hollín sobre el Complejo Intrusivo de Zamora en un ambiente fluvial y marino somero continental (Baby et al., 2004). En un evento transgresivo y con cambios en el nivel del mar, ocurre la deposición concordante de la Fm. Napo; durante el Cretácico Superior a partir de una inversión se desarrolla la Cuenca Oriente como resultado de esfuerzos transpresivos, lo que provoca la emersión de la cordillera Real (Baby et al., 2004).

Finalmente, se tiene una reactivación magmática manifestada por una serie de intrusiones y de actividad subvolcánica (brechas, pórfidos y diques) durante el Cretácico al Neógeno probablemente, estarían relacionadas con el volcanismo que dio origen a la U. Congüime, según PRODEMINCA (2000), la denomina U. Chinapintza y le asigna una edad cretácica. Sin embargo, ciertos autores consideran que estas edades se encuentran disturbadas (Chiaradia et al., 2009).

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Para exploración metálica existen condiciones favorables en la cordillera de El Cóndor, como: Nambija, Cominzasa, Campanas, Campanillas, Cumay, Cerro Colorado, Tumi, Sultana de El Cóndor, Chinapintza, Proyecto Cóndor, Santa Bárbara, El Hito, Fruta del Norte, Mirador y Panantza; todos ellos asociados con sistemas epitermales de baja, intermedia y alta sulfuración; sistemas skarnificados y sistemas tipo pórfidos Cu-Mo. Para minería no metálica la principal actividad es la explotación de las areniscas cuarzosas de la Fm. Hollín.

Existen ocurrencias de mineralización económica de oro y metales básicos relacionadas con sistemas de mineralización epitermal, porfídico, skarn y sistemas IRGS (Intrusive Related Gold System) asociados con intrusivos graníticos y alteración potásica. Los sistemas epitermales de Au-Ag se alojan en estructuras vetiformes, complejos de brechas freatomagmáticas (diatremas) y cuerpos de brechas hidrotermales. Sistemas porfídicos de Cu-Mo relacionados con stocks dioríticos y alteración hidrotermal, están cercanos e inmediatos a los trenes de mineralización de depósitos ya conocidos, como el yacimiento de cobre Mirador y otros pórfidos satélites con recursos cuantificables de escala mundial.

En el sector de la Q. Napintza existen labores mineras abandonadas y túneles. Un cuerpo de brecha hidrotermal reporta mineralización de 31.3 g/t Au; 268.6 g/t Ba; 9751 g/t As; 0.145% Cu; 586.3 g/t Pb; 60.69 g/t Sb y 565 g/t Zn. Otros sectores con mineralización de Ag-Cu-Pb-As-Sb-Zn, se relacionan con diques emplazados en cuerpos graníticos y rocas volcánicas andesíticas con valores de 3.4-13.15 g/t Ag, 0.0128% a 0.53% Cu; 150-2108 g/t Pb; 31.9-769 g/t As; 11.9-24.70 g/t Sb; 112.8-9455 g/t Zn, relacionados con cuerpos tabulares post-batolito, diques porfídicos andesíticos y riolíticos; stocks graníticos y brechas hidrotermales, ubicados en las quebradas Pituca, Timbara y Tzunantza. Indicios de oro aluvial se hallan en las quebradas Nayumbe, Nambija y Chumbiriatza y, en el río Nangaritza.

REFERENCIAS

BABY P., RIVADENEIRA M. & BARRAGÁN R. (2004) La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo (1ª ed.). Quito, Ecuador.

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador: Boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, Esc. 1:1 000 000. Min. Rec. Nat. Energ., Quito.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER, R. (1977) Lexique Stratigraphique International; Ecuador. Second edition. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique.

CHIARADIA M., VALLANCE J., FONTBOTE, L., STEIN H., SCHALTEGGER U., CODER J., GENDALL I. (2009) U-P b, Re-Os and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of the Nambija Au-Skarn and Pangui porphyry Cu deposits, Ecuador: Implications for the Jurassic metallogenic belt of the northern Andes. Miner. Deposit, 371-387.

MAYNARD A. & JONES P. (2013) NI43-101 Technical Report on the Condor Gold and Copper Project located in Zamora, Ecuador. Prepared for Ecuador Gold and Copper Corp.

INIGEMM (2012) Hojas Geológicas Guayzimi y Centro Shaime, escala 1: 50000. Mapa y Memoria técnica (Proyecto Mapeo Geológico). No publicado. Quito.

INIGEMM (2015) Hoja Geológica Vilcabamba, escala 1: 50000. Mapa. No publicado. Quito.

LITHERLAND M., ASPDEN J. A. & JEMIELITA R. A. (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador: Overseas Memoir of the British Geological Survey. Key worth, U.K.

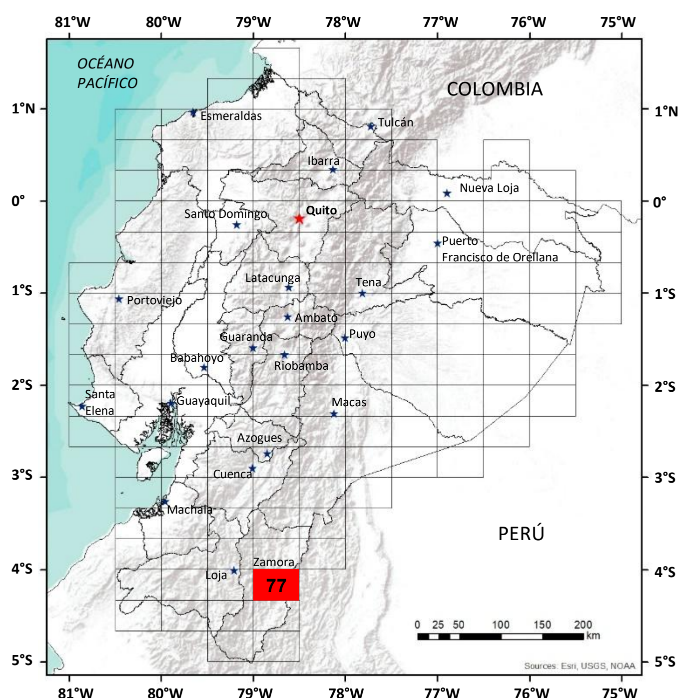
PETROAMAZONAS (2014) Bioestratigrafía y Paleontología de 5 muestras de afloramiento Proyecto INIGEMM. Informe Técnico No. 008-CIG-2014. No publicado. Quito.

PRODEMINCA (2000) Depósitos Porfídicos y Epi-mesotermales Relacionados con Intrusiones de la Cordillera de El Cóndor: Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador (1ra ed., Vol. 5). Quito, Ecuador: UCP

PRODEMINCA PROYECTO MEMBIR F36-55 EC. ROMEUF N., AGUIRRE L., SOLER P., FÉRAUD G., JAILLARD E. & RUFFET G. (DECEMBER 1995) Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. Revista Geológica de Chile, 22(2), 245-259.

TSCHOPP H. (OCTOBER 1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist, 37(10), 2303-2347.

WASSON T. & SINCLAIR J. (December 1927) Geological exploration east of the Andes in Ecuador. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 11(12), 1253-1281.



HOJA GEOLÓGICA-77
ZAMORA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Zamora se localiza al sureste del Ecuador, dentro de la provincia de Zamora Chinchipe y abarca un área aproximada de 1370 km². El acceso a la zona desde la ciudad de Quito se realiza a través de la Panamericana Sur hasta Loja, mediante la vía de primer orden Loja–Zamora y también por la carretera Quito–Baños–Macas–Zamora.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el **Precámbrico**, se han reportado afloramientos de rocas cristalinas antiguas asignadas al **Gneis Plan del Oso (Ꝑ?$_{Po}$)** compuesta por ortogneises, paragneises y migmatitas de tonalidades variadas [1], [2]. Aunque no existen dataciones radiométricas concluyentes, se propone su correlación con el Cratón Amazónico.

Durante el **Paleozoico**, se depositaron los sedimentos de la **Formación Isimanchi (D3$_{I}$)**, compuesta por calizas, mármoles y, en menor proporción, filitas negras, esquistos grafitosos y metapelitas. Esta formación habría sido acumulada en una plataforma continental submarina asociada a un margen pasivo, o posiblemente representa un fragmento desprendido de un arco continental separado por un rift triásico. Su edad máxima ha sido estimada en 368 ± 14 Ma [3].

Durante el **Triásico**, la evolución tectónica estuvo marcada por procesos de anatexia cortical, originando la **Migmatita Sabanilla (T1$_{S}$)** compuesta por migmatitas, ortogneises y paragneises. Dataciones U-Pb indican edades de entre 247 a 218 Ma [4]. En un contexto extensional se generó un rift de trasarco que permitió el desarrollo de la **Formación Pachicutza (T2-3$_{Pch}$)**, caracterizada por rocas volcánicas y volcanoclásticas como andesitas basálticas, brechas, lavas en almohadilla cloritizadas y skarnificadas. Su edad se infiere como **Triásico** [3].

Posteriormente, los sistemas de rift del **Triásico Superior** propiciaron la acumulación de sedimentos en la **Formación Piuntza (T2-3J1$_{Pz}$)**, considerada como la primera sucesión volcanosedimentaria del **Triásico**, conformada por lutitas, limolitas, areniscas silicificadas, skarns, rocas piroclásticas y lavas andesíticas. Su edad ha sido estimada en **el Triásico Medio al Superior** en base a fósiles tipo bivalvos [2].

En el **Jurásico**, se formó el **Complejo Intrusivo Zamora (J$_{Z}$)** constituido por granodioritas y cuarzodioritas, con edades comprendidas entre 178.1 ± 1.4 Ma a 145.4 ± 0.2 Ma [4]. Este complejo representa un arco magmático continental activo desde 213 hasta 145 Ma [5].

La **Formación Upano (J2K1$_{U}$)** se encuentra integrada por filitas, esquistos y rocas volcanosedimentarias de bajo grado metamórfico, intercaladas con lutitas, areniscas volcánicas y tobas. Esta formación, asignada al **Jurásico**, se interpreta como parte de depósitos generados en una cuenca extensional [2], [5].

La actividad volcánica efusiva continuó con la **Formación Misahuallí (J2K1$_{M}$)** conformada por tobas, brechas y lavas de composición intermedia a básica, interpretándose como parte de un ambiente de arco continental. Las edades K-Ar y Ar-Ar oscilan entre 168 ± 8 Ma a 143 ± 7 Ma [2], [6]. Asociada lateralmente se encuentra la **Formación Chapiza (J2K1$_{Ch}$)**, compuesta por conglomerados, areniscas rojas y depósitos de flujos de detritos. Estudios U-Pb en circones detríticos indican una edad de aproximadamente de 150 ± 2 Ma [7].

Durante el **Cretácico**, en discordancia sobre las formaciones del **Jurásico**, se depositó la **Formación Hollín (K1$_{H}$)** compuesta por areniscas e intervalos ocasionales de lutitas a lo largo del río Nangaritza. Esta formación datada en el **Albiano**, refleja condiciones transicionales entre ambientes fluviales y marinos, influenciadas por transgresiones regionales [8].

Posteriormente, se depositó la **Formación Napo (K$_{N}$)** durante el intervalo **Albiano** al **Campaniano**. Esta formación se caracteriza por poseer areniscas de grano fino con estructuras sedimentarias como flaser bedding, laminación crinkle, estructuras sigmoides y mud drapes, además de lutitas, calizas y wackestones fosilíferos. Su ambiente se interpreta como depósitos clásticos acumulados en una plataforma continental somera, en evolución hacia un estrecho marino restringido [7].

En el **Cenozoico** se registraron eventos volcánicos representados por la **Formación Congüime ($PL?_{Cg}$)**, conformada por dacitas, riolitas porfiríticas y depósitos volcanosedimentarios. Esta formación aflora al sureste de Chinapintza y presenta alteración hidrotermal. Las secuencias sedimentarias asociadas comprenden tobas y areniscas depositadas en ambientes fluviales y lacustres. En el **Cuaternario** se distinguen depósitos superficiales como **Terrazas Aluviales (Q_T), Depósitos Coluviales (Q_C) y Depósitos Aluviales (Q_A)**.

Los cuerpos intrusivos del área corresponden a granitos, cuarzodioritas y dioritas, además de rocas subvolcánicas de composición andesítica, dacítica y riolítica. Afloran mediante contactos tectónicos y están estrechamente relacionados con zonas de mineralización, aunque su edad aún es desconocida.

La geología estructural está dominada por tres sistemas principales: Falla Palanda con rumbo NE–SO y cinemática inversa, que establece el contacto tectónico entre la **Migmatita Sabanilla ($T1_S$)** y la **Formación Isimanchi ($D3_I$)** al sur; mientras que, al norte, constituye el contacto tectónico entre la **Migmatita Sabanilla ($T1_S$)** y la **Formación Upano ($J2K1_U$)**. Además, un sistema de fallas transpresivas de orientación N–S, visible en el sector de Nambija, que define el límite entre las rocas volcánicas de la **Formación Piuntza ($T2\text{-}3J1_{Pz}$)** y los plutones del **Complejo Intrusivo Zamora (J_Z)**. Finalmente, un tercer sistema estructural de rumbo NNE–SSO a NE–SO afecta a las formaciones pre-cretácicas. Este sistema genera desplazamientos vinculados a un régimen tectónico extensional superpuesto a fases compresivas anteriores.

REFERENCIAS

[1] J. W. BALDOCK (1982) Geología del Ecuador: boletín de la explicación del mapa geológico de la República del Ecuador, escala 1:1,000.000. IGM.

[2] M. LITHERLAND, J. A. ASPDEN, Y R. A. JEMIELITA (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador. British Geological Survey.

[3] R. A. SPIKINGS & A. PAUL (2019) «The Permian - Triassic History of Magmatic Rocks of the Northern Andes (Colombia and Ecuador): Supercontinent Assembly and Disassembly». Accedido: 25 de febrero de 2025. [En línea]. Disponible en: https://www.researchgate.net/publication/336775461_Chapter_1_The_Permian

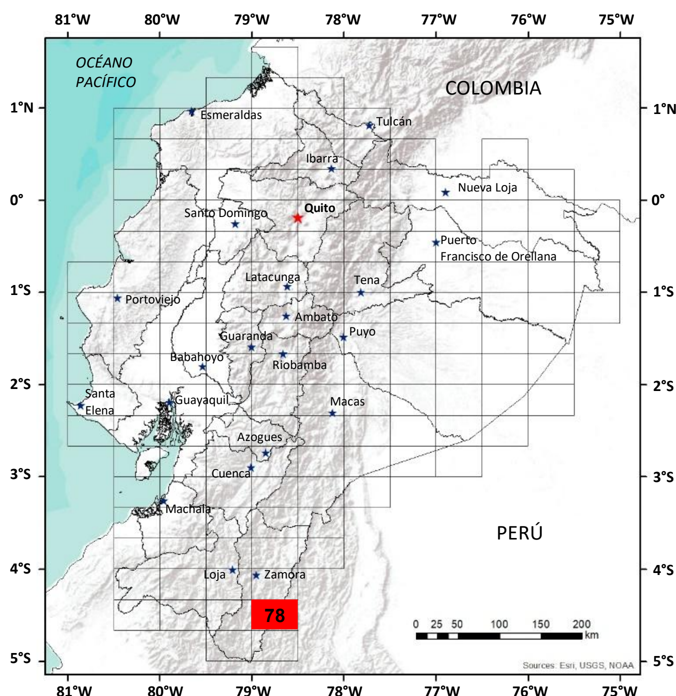
[4] R. COCHRANE (2013) «U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents », Université de Genève. doi: 10.13097/ARCHIVE-OUVERTE/UNIGE:30029.

[5] R. SPIKINGS ET AL. (2015) «The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma)», Gondwana Research, vol. 27, N° 1, pp. 95-139, ene, doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004.

[6] S. LEARY, R. SILLITOE, P. STEWART, K. ROA, Y B. NICOLSON (2016) «Discovery, Geology, and Origin of the Fruta del Norte Epithermal Gold-Silver Deposit, Southeastern Ecuador», Economic Geology, vol. 111, pp. 1043-1072, ago, doi: 10.2113/ econgeo.111.5.1043.

[7] C. VALLEJO ET AL. (2021) «Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America», Global and Planetary Change, vol. 204, p. 103555, sep, doi: 10.1016/j.gloplacha.2021.103555.

[8] R. HIGGS (2002) «Tide-dominated estuarine facies in the Hollin and Napo (“T” and “U”) formations (Cretaceous), Sacha field, Oriente Basin, Ecuador: Discussion», AAPG Bulletin, vol. 86, pp. 329-334, feb.



HOJA GEOLÓGICA-78
NANGARITZA (2009)

INTRODUCCIÓN

La hoja Geológica Nangaritza, se encuentra localizada en el extremo SE del país. Políticamente pertenece a la provincia de Zamora Chinchipe. La topografía varía desde los 900 m.s.n.m. al E, hasta los 2884 m.s.n.m. al O. La mayor parte de las aguas son drenadas hacia el E a través de los Ríos Nangaritza y Numpatakaime y el resto hacia el Oeste a través de los Ríos Loyola y Vergel para luego dirigirse hacia la Cuenca Amazónica. La zona carece de infraestructura vial, se puede aprovechar únicamente las cuencas bajas de los ríos Nangaritza y Numpatakaime como accesos por vía fluvial y caminos de herradura para el ingreso a la parte O. El clima es subtropical cálido húmedo variando a frío de montaña al O, con épocas secas de agosto a diciembre y de lluvias de enero a julio. La vegetación predominante es selvática con bosque húmedo tropical. Un 20 % del lado NO de la Hoja se encuentra dentro del Parque Nacional Podocarpus y un porcentaje similar al Bosque Protector Nangaritza. En general hay una limitada presencia de grupos humanos, sin desarrollo de ninguna índole con aprovechamiento de sectores agrícolas de autoconsumo.

LITOESTRATIGRAFÍA

Rocas Metamórficas: Se presentan en la esquina NO de la hoja y constituyen parte de la denominada Unidad Isimanchi **(Pz_{Is})** de Litherland et al., (1994). Las litologías típicas incluyen filitas negras y verdes de bajo grado; y mármoles azules y blancos (Litherland et al., 1994). El mismo autor interpreta que la secuencia está limitada tectónicamente al E con rocas calcáreas deformadas incluidas en la Formación Napo y al SE con las rocas intrusivas no deformadas del batolito de Zamora. La potencia de esta unidad es desconocida. Un análisis paleontológico de muestras de mármol del E de Valladolid (BGS, 1989 en Litherland et al., 1994) indican restos de peces que semejan formas del Carbonífero al Triásico tardío y un posible conodonto podría implicar una edad Pre – Jurásica.

Unidad Piuntza (Tr_{Pz}) (Triásico): Litherland et al. (1994). Ocurre ocupando una superficie pequeña en la parte N de la Hoja. Constituye la primera unidad estratigráfica Triásica que se conoce aflora en el Ecuador (Litherland et al., 1994). Las litologías incluyen rocas volcanoclásticas de buzamiento leve yacentes dentro de los límites del batolito Zamora. Está inconformemente sobrepuesta a la Unidad Isimanchi (comunicación oral de Jeffcock a Litherland, BGS Overseas Memoir 11, 1994) lo cual no fue comprobado en el campo por los autores de esta Hoja. Fósiles bivalvos han definido una edad del Triásico medio a tardío (Litherland et al., 1994).

Formación Chapiza ($J_2K_{1Ch?}$) (Jurásico): Goldschmid K. T. en Rivadeneira (1942). Localizada en la parte S de la Hoja en los nacimientos de los Ríos Numpatakaime y Tzenganga. Su presencia ha sido determinada fotogeológicamente y por correlación con la geología de la zona Norte del Perú (Mapa Geológico del cuadrángulo de Rió Santa Agueda) donde ha sido cartografiada con el nombre de Formación Oyotún. Esta Formación está constituida por lavas andesíticas afaníticas y lavas porfiríticas que alcanzan una potencia variable que oscila alrededor de 2000m (De la Cruz, J. 1995).

Regionalmente rocas de la Formación Chapiza (nombrada Unidad Chapiza por Litherland et al, 1994) y las suprayacentes rocas del Miembro Misahuallí (nombrada Unidad Misahuallí por Litherland et al (1994) afloran más al Norte del área de estudio dentro de la denominada Zona Subandina del Ecuador.

Miembro Misahuallí (K_{2Mh}): En la zona de estudio, las tobas andesíticas que han sido interpretadas como parte de este miembro, afloran en las márgenes del Río Panguri inmediatamente al Sur de las rocas intrusivas interpretadas como parte del batolito de Zamora y al Este de la falla La Canela (Litherland et al, 1994). La naturaleza de los contactos con las formaciones suprayacentes no se ha definido, sin embargo, basados en las observaciones de campo, el contacto con las rocas intrusivas del batolito de Zamora sugiere ser intrusivo.

La edad de la Formación Oyotún correlacionable con la Formación Chapiza es del Liásico- Neocomiano (De la Cruz, J. 1995), mientras la edad de las rocas asignadas como Miembro Misahuallí (Unidad Misahuallí) no está bien definida. Hall y Calle (1982), citan una edad de 132 Ma, Litherland et al. (1994), reportan edades de 162 ± 3.3 Ma y las rocas volcánicas (lavas y diques) relacionadas con el batolito de Zamora del Jurásico inferior a medio dan edades K-Ar de 230 ± 14 Ma y 143 ± 7 Ma respectivamente.

Formación Hollín (K_{2Ho}) (Cretácico): Wasson y Sinclair (1927). Aflora en la zona central del área de estudio como una faja con rumbo NE-SO al Este del batolito de Zamora. Geólogos de la Compañía CUMBINASA (1986), reportan la presencia de rocas sedimentarias silíceas al Este del Río Loyola. Rasgos geomorfológicos característicos (mesetas, escarpes verticales y planos estructurales) en las fotografías aéreas e imágenes satelitales comparados con las observaciones de campo ayudaron a definir su extensión e interpretar la localización de sus contactos. Consiste de arenisca de color muy blanco a blanco – crema y en sectores en contacto con el intrusivo de Zamora (746180, 9516350), ocurre como cuarcitas? blancas a grises de grano medio a grueso. En la zona del Río Numpatakaime (UTM: 735600-9490700) las areniscas aparecen con manchas de color marrón - negro sugiriendo el acompañamiento de hidrocarburos (asfalto) y al O se presentan con manchas color marrón característicos de mineralización de hidróxidos de hierro. En la zona de estudio, la naturaleza de los contactos con las formaciones infrayacentes no está bien definida, sin embargo, al correlacionar esta Formación con su similar en el lado peruano (Grupo Goyllarisquizga), ésta yace discordantemente sobre las rocas de la Formación Oyotún (Formación Chapiza en Ecuador) (De la Cruz, 1995). En la parte central de la Hoja e inmediatamente al E del Batolito de Zamora, se observó que las rocas de la Formación Napo sobreyacen concordantemente sobre las rocas de la Formación Hollín, mientras que el contacto con éste intrusivo es tectónico. La potencia observable estimada en la parte central de la Hoja es de 120m a 200m (UTM: 746180, 9516350). Estudios palinológicos datan a la Formación como Albiano, posiblemente con la base Aptiano (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Formación Napo (K_{Np}) (Cretácico): Wasson y Sinclair (1927). Está presente en la parte central de la Hoja formando un cuerpo elongado de rumbo NE-SO. Geólogos de la Compañía CUMBINASA reportan la presencia de rocas sedimentarias calcáreas al E del Río Loyola las que podrían estar relacionadas con las rocas calcáreas deformadas aflorantes en el Río Vergel incluidas por Litherland et al (1994) en la Formación Napo. En la zona de estudio constituye una serie variable de calizas fosilíferas, grises a negras, intercaladas con lutitas negras. Se han reconocido 3 niveles especialmente en el sector entre Shaime y la confluencia de los ríos Nangaritza y Nayumbi compuesta por capas de lutitas negras y grises, caliza maciza de color gris - blanquecino fosilífera y lutitas negras.

La secuencia calcárea aflorante al E del batolito de Zamora, se presenta en capas con buzamientos leves (4°-10°) vergiendo al SE y NO respectivamente, formando una estructura sinclinal. Su potencia observable es variable entre 200m y 400m (240m en UTM 760436- 9516515) y descansa concordantemente sobre la Formación Hollín lo cual se observa en la quebrada la Zartza. Por su rica fauna de foraminíferos, ostrácodos y moluscos, su edad ha sido definida como Albiana a Santoniana (Wasson y Sinclair, 1927).

Depósitos Volcánicos Indiferenciados (Tv): Definido en base a fotografías aéreas y por correlación con las rocas volcánicas representadas en la Hoja geológica Las Aradas. Ocurren al O del área de estudio y están constituidas por coladas y tobas de composición andesítica y dacítica de color gris (Kennerley et al., 1970). Esas rocas principalmente están en contacto discordante con las rocas metamórficas paleozoicas y su edad es considerada como Plio-Pleistocénica.

Depósitos Cuaternarios: Se presentan como aluviones **(QA)** en los cursos bajos de los ríos Nangaritza, Numpatakaime y en los valles de los ríos Loyola y Vergel. Generalmente cubren pequeñas superficies. De igual manera, terrazas aluviales **(QT)** ocurren especialmente en la confluencia de los ríos Nangaritza y Nayumbi (742174, 9509348) y pequeñas acumulaciones de grava en los ríos Loyola y Vergel. En general, están compuestas de gravas mal clasificadas predominando material de origen intrusivo. Depósitos coluviales y derrumbes se encuentran en las laderas de los valles, apreciándose en la parte central de la Hoja sectores de derrumbes con bloques caídos de material intrusivo. Algunos de estos sectores se pueden apreciar inclusive en las fotografías aéreas. Por su tamaño y escala de mapeo no han sido cartografiados.

ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas aflorantes pertenecen al Batolito de Zamora y se localizan principalmente en el lado Oeste de la Hoja donde ocurren como un cuerpo con dirección NNE – SSW y ocupan en superficie aproximadamente el 40% de todas las rocas que afloran en la zona estudiada. Éstas corresponden al extremo Sur del gran batolito conocido como Granitoides Zamora (Litherland et al, 1994). En el extremo E de la Hoja en la frontera con el Perú ocurren rocas intrusivas que son parte de un gran cuerpo ígneo que en el Perú se lo conoce como Plutón de la Cordillera del Cóndor interpretado como de edad Jurásica por correlación con el Batolito Zamora. (De la Cruz J., 1995). El batolito de Zamora está constituido por rocas graníticas y granodioríticas indiferenciadas de tonalidad clara de grano medio a grueso. En general la textura es granular con granos de cuarzo, feldespato, biotita y hornblenda.

Este cuerpo intruye rocas metamórficas de la Unidad Isimanchi, y rocas volcánicas de la Unidad Misahuallí. En sectores como en la quebrada la Zartza, posiblemente se trate de otro evento magmático, pero se encuentra intruyendo a las Formaciones sedimentarias Hollín y Napo de edad Cretácica, surgiendo una contradicción con las edades hasta hoy conocidas del intrusivo. El contacto con la Unidad Isimanchi es tectónico (Litherland et al., 1994) mientras que la naturaleza del contacto con las rocas del Miembro Misahuallí, y de las Formaciones Hollín y Napo aún es incierta.

La edad del batolito cae en un rango de 152-180 Ma (Kennerley, 1980) sin embargo, basados en las observaciones de campo y en de los reportes de CUMBINASA se sugiere la existencia de diferentes eventos magmáticos los cuales aún no han sido diferenciados desconociéndose la localización de sus contactos y las edades de los mismos.

Adicionalmente, en la parte central y Este de esta Hoja ocurren pequeños cuerpos intrusivos de forma circular. Constituyen rocas de color gris de grano fino, textura porfirítica y contienen cuarzo, feldespato y principalmente hornblenda. Los feldespatos son de color blanco y están fuertemente caolinizados, notándose también cambios en los minerales de hierro. Estos cuerpos intruyen a las Formaciones Pre-Terciarias por lo que se los definió como cuerpos intrusivos porfiríticos de edad Terciaria.

ESTRUCTURAS

Diversas fallas dominan la parte estructural del área. Desde el punto de vista regional, las direcciones predominantes son NE-SO, NO-SE; N-S y E-O. Las principales fallas son: la falla La Canela localizada al O y que corta al cuerpo intrusivo Zamora y en la parte central, la que representa el contacto entre las rocas intrusivas aflorantes y las rocas de la Formación Hollín y las localizadas al E de la Zona de estudio (Zona Río Tzenganga). Localmente existen fallas importantes como las localizadas al NO y SO de la Hoja, fallas que ponen en contacto la Formación Napo con el intrusivo de Zamora.

Las rocas sedimentarias de las Formaciones Hollín y Napo en la parte central de la Hoja están débilmente plegadas formando una estructura sinclinal con rumbo NE-SO.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Durante el Paleozoico y Triásico, el cratón Precámbrico Amazónico fue el sitio de depositación de las rocas de la unidad Piuntza y posteriormente de la formación Chapiza.

Durante el Jurásico e inicios del Cretácico se desarrolló una actividad magmática con derrame de lavas, que constituyen el Miembro Superior de la Formación Chapiza o Miembro Misahuallí.

En el Jurásico Medio a Superior, el batolito de Zamora intruyó a las Formaciones preexistentes Precretácicas. La colisión ocurrida en el Jurásico Superior – Cretácico Inferior según el Mapa geológico de 1993 (CODIGEM – BGS, 1993) sería la responsable de la formación de la cuenca donde se depositaron los sedimentos Cretácicos (Hollín y Napo).

Las evidencias de campo encontradas durante el cartografiado de esta Hoja, sugieren la ocurrencia de un nuevo pulso magmático durante el Terciario que afectó las Formaciones sedimentarias Cretácicas y posiblemente al mismo intrusivo de Zamora, quizás relacionado al evento tectónico que dio lugar al levantamiento de Cordillera Real.

Actividades tectónicas y magmáticas posteriores contribuyeron al ingreso y formación de nuevos cuerpos porfiríticos circulares en la parte central y Este del área de estudio

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En Hoja Nangaritza, más del 50 % de área ecuatoriana se encuentra concesionada (2002/03) para la exploración de minerales metálicos. En general, gran parte de la superficie de la Hoja hasta hoy no ha sido bien explorada. Trabajos mineros relacionados con la obtención de Au se han realizado en forma artesanal a lo largo de los Río Loyola, Vergel y Panguri. En muestras de sedimentos pesados tomadas del río Vergel se observó la presencia de partículas de Au con un diámetro aproximado de 0.05 mm (726454, 9486647). Otros trabajos de exploración existen a lo largo del Río Loyola y en la cuenca alta y media del Río Nangaritza en las áreas mineras conocidas con los nombres de Augusta, Natividad y Cumbinamá en la década de los 80's por la Compañía CUMBINAMASA, cuyos reportes indican la existencia de concentraciones de Cu y Zn con trazas de oro no atractivos para los intereses de la Compañía en esa época. Actualmente son áreas localizadas dentro del Parque Nacional Podocarpus. De igual manera podría suceder con áreas de investigación cuyos resultados aún se desconocen y sus superficies podrían estar ubicadas dentro del nuevo Bosque Protector Nangaritza.

MINERALES INDUSTRIALES

A pesar de desconocer sus dimensiones la presencia de enormes afloramientos de calizas y rocas sedimentarias silíceas indican la existencia de potenciales reservas de recursos no renovables de este tipo, sin embargo, dada la falta de infraestructura en el sector, al momento no han sido categorizadas y no son de interés para la inversión.

REFERENCIAS

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1.000.000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito,54 pp.

BRISTOW & HOFFSTETTER (1977) Lexique Stratigraphique International. Volume V Amerique Latine Fascicule 5 a 2 Ecuador. Union Internationale des Sciences Geologiques. Paris-France.

DUQUE. P (2000) Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador. Impresora Flores, Quito, 75 pp.

TOMAS FEININGER (1987) Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru Geological Survey of Canada. Can. J. Earth Sci. Vol. 24, Ottawa, Ont., Canada, pp 266-278

CODIGEM-BGS (1993) Mapa Geológico de la Republica del Ecuador Escala 1:1000000.

CODIGEM-BGS (1994) Geological and metal occurrence maps of the southern Cordillera Real and El Oro metamorphic belts, Ecuador Escala 1:500000

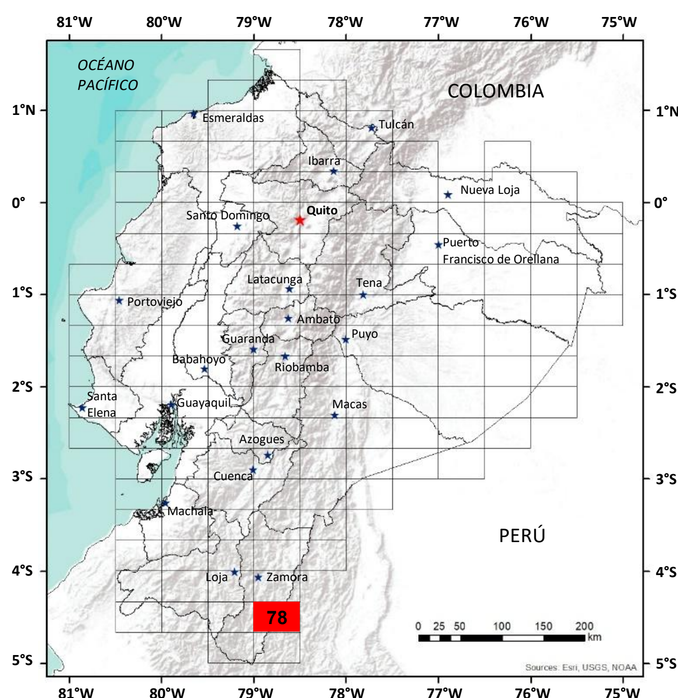
CODIGEM (s.f.) Hojas geológicas de Zamora, escalas 1:100000 y 1:50000.

DGGM – UK Hoja geológica Las Aradas, escala 1:100000

CUMBINAMASA (1986 – 1988) Reportes Técnicos de las Investigaciones Realizadas en las áreas Augusta, Natividad y Cumbinamá.

DE LA CRUZ J. W. (1995) Geología de los Cuadrángulos de Río Santa Águeda, San Ignacio y San Aramango, Boletín No. 57. INGEMMET, Lima- Perú.

QUISPESIVANA L. (1996) Geología de los Cuadrángulos de Puesto Llave y Río Comaina, Boletín No. 64. INGEMMET, Lima- Perú.



HOJA GEOLÓGICA-78
NANGARITZA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Nuevo Paraíso (Nangaritza) se localiza al sureste del Ecuador, provincia de Zamora Chinchipe en los cantones de Nangaritza y Palanda, cerca de la frontera con Perú, abarcando aproximadamente 1616 km². El acceso se realiza por la vía primaria Quito–Loja–Guayzimi–Zurmi y luego, por la vía secundaria que conecta el poblado de Nuevo Paraíso con el sector de Mariposa. El acceso al sector La Canela se efectúa a través de la vía principal Loja–Palanda – La Canela, situada aproximadamente a 20 km al este de la ciudad de Palanda.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Mesozoico**, en el **Triásico**, la fragmentación de Pangea generó sistemas de rift en los cuales se depositó la **Formación Piuntza (T2-3J1$_{Pz}$)**, compuesta por calizas, lutitas calcáreas, areniscas y brechas volcánicas de composición andesítica a dacítica, en un ambiente volcanosedimentario. Su edad basada en fósiles de bivalvos, corresponde al **Triásico Superior** [1], pudiendo extenderse hasta el Jurásico Inferior. Se interpreta que su depositación ocurrió en una cuenca restringida y podría representar la secuencia de relleno de dicho rift.

Durante el Jurásico se produjo un evento magmático representado por el **Complejo Intrusivo Zamora (J$_{Z}$)**, compuesto principalmente por granodioritas, cuarzodioritas y dioritas, afectadas por fallas inversas y metamorfismo de contacto. Dataciones U-Pb en circones le asignan un rango de edad entre 178 a 145 Ma [2]. Geoquímicamente, presenta afinidad calco-alcalina que sugiere un origen de arco continental con evidencias de asimilación de corteza continental [3]. La presencia de cuerpos skarnificados y mineralización de Cu-Mo-Au tipo pórfido en ciertas zonas, subraya su relevancia económica.

La **Formación Misahuallí (J2K1$_{M}$)** originalmente considerada parte de la Formación Chapiza, fue reclasificada como independiente, agrupando las rocas volcánicas jurásicas de la Zona Subandina. Está conformada por lavas andesíticas, andesitas basálticas, brechas, tobas y rocas volcanosedimentarias. Ensayos de palinoflora y dataciones U-Pb en circones detríticos indican un rango de edad entre 150.8 ± 1.8 Ma a 149.9 ± 2.2 Ma, correspondiente al **Jurásico Superior** [4]. Estas rocas se interpretan como productos de un arco volcánico continental.

La intensificación de la tectónica extensional durante el **Jurásico Superior** generó grabens, donde se depositó la **Formación Chapiza (J2K1$_{Ch}$)** compuesta por capas rojas, areniscas y conglomerados en su base, mientras que limolitas laminadas, areniscas con climbing ripples, estratificación cruzada y brechas volcánicas en niveles superiores, reflejando ambientes fluviales y de flujo de detritos. Su edad, basada en palinoflora y circones detríticos, corresponde al **Jurásico Superior** (150.8 ± 1.8 Ma) interpretándose como un abanico aluvial con canales entrelazados y depósitos volcanoclásticos [4].

En el **Cretácico Inferior** se produjo una significativa transgresión marina depositándose la **Formación Hollín (K1$_{H}$)**, caracterizada por areniscas cuarzosas de grano medio a grueso con escasas intercalaciones de lutitas arenosas. Esta formación se presenta en bloques discontinuos, sobreyaciendo en discordancia al Complejo Intrusivo Zamora. Su edad determinada por circones detríticos, abarca desde el **Albiano Inferior** hasta el **Albiano Superior** [4]. Se interpreta una evolución desde ambientes fluviales hacia marinos, influenciados por transgresiones regionales y variaciones del nivel del mar [5].

Posteriormente, se depositó la **Formación Napo (K$_{N}$)** compuesta principalmente por rocas sedimentarias finas y calcáreas. Incluye lutitas con laminación lenticular, lutitas calcáreas fosilíferas, calizas, areniscas glauconíticas, wackestones con fósiles y areniscas masivas con clastos sedimentarios flotantes. La intercalación litológica sugiere ciclos transgresivos y regresivos relacionados con eventos eustáticos y deformación tectónica. Su edad determinada por foraminíferos, nanofósiles calcáreos y palinomorfos, se extiende desde el **Albiano** hasta el **Campaniano** [6]. Se interpreta como un depósito clástico inicial en una plataforma continental sumergida que evolucionó hacia un mar somero durante el **Cretácico** [4]. En el **Cuaternario** se distinguen depósitos superficiales como **Coluviales (Q$_{C}$) y Aluviales (Q$_{A}$)**.

Los cuerpos intrusivos presentes en la zona corresponden a pulsos magmáticos post-cretácicos. Las granodioritas forman geoformas circulares en el Cerro Guayusas, intruyendo a las formaciones Hollín y Napo. Presentan afloramientos al sur del poblado de Selva Alegre, donde las areniscas silíceas constituyen techos colgantes sobre dioritas con mineralización de sulfuros, asignándoles una edad cenozoica.

La geología estructural de esta Zona Subandina está dominada por el empuje de la placa continental sudamericana, responsable del levantamiento andino. Este proceso ha generado un régimen tectónico compresivo general de dirección E–O, que ha dado origen a estructuras regionales principales como la Falla La Canela con dirección N–S a NNE–SSO.

REFERENCIAS

[1] M. LITHERLAND, J. A. ASPDEN & R. A. JEMIELITA (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador. British Geological Survey.

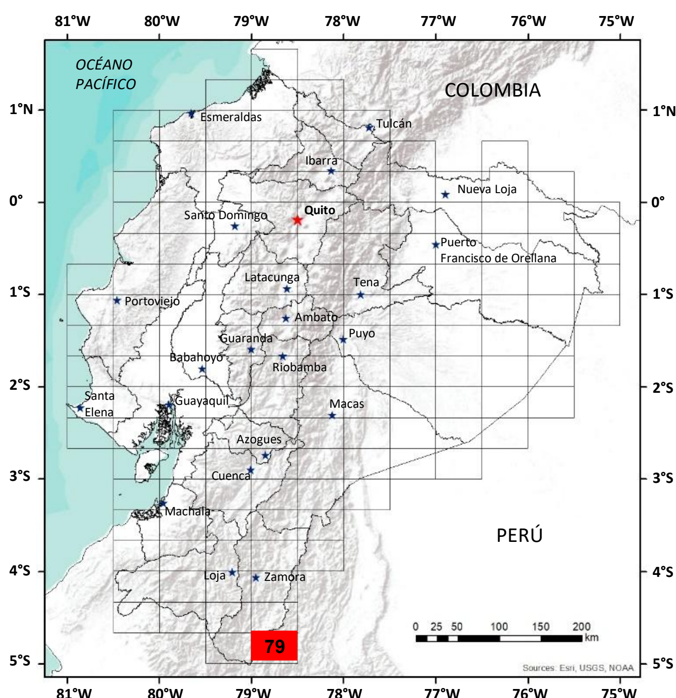
[2] R. A. SPIKINGS ET AL. (2019) «Latest Triassic to Early Cretaceous tectonics of the Northern Andes: Geochronology, geochemistry, isotopic tracing, and thermochronology », en Andean Tectonics, B. K. Horton y A. Folguera, Eds., Elsevier, pp. 173-208. doi: 10.1016/B978-0-12-816009-1.00009-5.

[3] R. A. SPIKINGS, A. PAUL, C. VALLEJO & P. REYES (2021) «Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera real, Ecuador: 40Ar/39Ar analyses and detrital zircon U/ Pb geochronology», Gondwana Res., vol. 90, pp. 77- 101, feb, doi: 10.1016/j.gr.2020.10.009.

[4] C. VALLEJO ET AL. (2021) «Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America», Glob. Planet. Change, vol. 204, p. 103555, sep. 2021, doi: 10.1016/j.gloplacha.103555.

[5] R. HIGGS (2002) «Tide-dominated estuarine facies in the Hollin and Napo (“T” and “U”) formations (Cretaceous), Sacha field, Oriente Basin, Ecuador: Discussion», AAPG Bull., vol. 86, pp. 329-334, feb.

[6] E. JAILLARD ET AL. (1997) Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca oriental del Ecuador, 164.a ed. Orstom-Petroproduccion.



HOJA GEOLÓGICA-79
QUEBRADA SAN FRANCISCO (2008)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Quebrada San Francisco se encuentra ubicada en la parte Suroriental del territorio ecuatoriano, provincia de Zamora Chinchipe, ocupa una superficie de 317.93 km^2. Presenta una morfología moderada con alturas que varían entre los 800 a 3200 m.s.n.m.; las concentraciones humanas más importantes y cercanas están representadas por las poblaciones El Chito y La Cruz al SO; San Francisco del Vergel y La Canela al NO, el área de trabajo carece en su totalidad de vías carrozables.

En la zona predomina un clima templado permanentemente húmedo o clima amazónico húmedo, caracterizado por la presencia de lluvias durante todo el año con cortos periodos secos. Localmente, en el valle de la Quebrada San Francisco (800 m.s.n.m.) se tiene un clima cálido húmedo y en las partes más altas como la Cordillera del Cóndor (3200 m.s.n.m.) un clima frío.

Los drenajes principales están representados por los ríos Vergel, Pangurí, Sangola y Quebrada San Francisco que a la vez sirve de límite internacional entre Ecuador y Perú. En general, estos drenajes son de tipo dendrítico y paralelo, dependiendo del control litológico y estructural a los que están sujetos.

ESTRATIGRAFÍA

El área de estudio está representada en su mayoría por rocas volcánicas, intrusivas y sedimentarias con edades del Jurásico al Cretácico.

Unidad Misahuallí (J_2Mh) (Jurásico): Goldschmid en Tschopp (1948); Litherland et al. (1994). Incluye todas las rocas volcánicas de origen continental del cinturón subandino (Litherland et al., 1994). En publicaciones realizadas por Petroproducción-IRD, consideran al Arco Volcánico Misahuallí como Formación Misahuallí; en este trabajo la denominaremos Unidad Misahuallí, cuyos afloramientos se restringen a la Zona Subandina y corresponde al equivalente lateral de los Miembros Inferior y Medio de la Formación Chapiza (Jaillard, 1997).

En el margen derecho del río Sangola, sitio de coordenadas UTM 726804, 9466592; afloran rocas que macroscópicamente son de color gris-verdoso, textura porfirítica, con un fuerte magnetismo, fracturadas (diaclasadas) con rumbos N20°E y N20°O buzando 45°SE y 75°NE respectivamente. En sección delgada presentan como minerales principales piroxenos, feldespatos y plagioclasa, en una matriz de microlitos de plagioclasa, con opacos microgranulares, anhedrales y subhedrales > 2%, diseminados, de hasta 3 mm de diámetro, presentes principalmente en la matriz de la roca y pocos en los cristales de la plagioclasa, considerados como singenéticos, afectados por una débil carbonitización y cloritización. Las plagioclasas son tabulares <6mm, zonadas, alteradas, carbonitizadas y otras cloritizadas. La clorita se encuentra entre las maclas de plagioclasa y como agregados dentro de la matriz, además la presencia de granos de cuarzo con extinción ondulante; estas características permiten clasificarlas como andesitas basálticas piroxénicas con texturas variables.

En la quebrada afluente del río Sangola, coordenadas 725662, 9466780; ocurren microbrechas, con alteración hidrotermal del tipo clorita-feldespato potásico, con sulfuros diseminados y vetillas centimétricas rellenas de material aplítico de color blanco con textura microcristalina, emplazadas en rocas volcánicas alteradas de color gris verdoso. Una brecha volcánica muy dura, recolectada en la quebrada de coordenadas 728441, 9467217, afluente del río Sangola, indica la presencia de líticos de diámetro menor que 2 cm, de rocas sedimentarias finogranulares, de color negro y clastos volcánicos verdes, que podrían representar las facies de base de la Unidad Misahuallí? En 728615, 9458420, a lo largo del camino de herradura del pueblo La Merced al pueblo La Cumbre (territorio peruano), afloran areniscas sucias de grano medio a fino, de color gris-café, intercaladas con lutitas color negro.

La geoquímica de roca total de una muestra, permite clasificarla como Basaltos de afinidad toleítica a subalcalina, afín a un ambiente transicional marino-continental y que podría relacionarse a la Unidad Piuntza?, pero la alta concentración de Al_2O_3 con valores de 20.22%, indica una disposición a Basaltos Continentales de Meseta (Continental Flood Basalts = CFB) generando una incompatibilidad con el ambiente de la Unidad Piuntza que es más de Rift. Localmente se encuentra sobreyacida con discordancia erosional por las rocas cretácicas de la Formación Hollín, la relación con las rocas subyacentes no se logró identificar.

La edad de esta Unidad no está bien definida, Hall y Calle (1982), citan una edad de 132 Ma; Litherland et al. (1994), reportan rocas que son cortadas por el granito de Abitagua (162 ± 3.3 Ma) lavas y diques que dan edades K-Ar de 230 ±14 Ma y 143 ± 7 Ma.; Romeuf et al. (1995), indican una edad radiométrica de 172.3 ± 2.1 Ma; por lo tanto, se asume una edad Jurásico medio.

Formación Hollín (K_2Ho) (Cretácico): Wasson y Sinclair (1927). Presenta su mayor extensión en la parte Centro-Norte, del área de estudio, conformada principalmente por areniscas de grano medio a grueso, macizas o con estratificación cruzada, presenta intercalaciones escasas de lutitas arenosas, localmente micáceas o carbonatadas. Son relativamente comunes las impregnaciones de asfalto. Es parte de los reservorios petroleros principales del Oriente. (Wasson y Sinclair, 1927; Duque P., 2000). En su margen occidental se encuentra en contacto tectónico con las rocas Jurásicas del Complejo Intrusivo de Zamora.

A lo largo del curso del río Vergel afloran areniscas silíceas de grano medio a grueso, color blanco, en algunos sectores presentan intercalaciones de lentes de arenisca finas con material orgánico de color negro. Los datos estratigráficos definen la presencia de un pliegue de arrastre cerrado con un eje general N-S y con inclinaciones entre 30 a 40 grados al Este y al Oeste respectivamente.

Otros afloramientos de estas rocas se localizan en el sector de Nuevos Horizontes (coordenadas 722910, 9464879). Y a lo largo del curso de la quebrada San Pedro de Yaramuro (724107, 9468645). Estudios palinológicos señalan la base de edad Aptiana y la mayoría de la Formación data del Albiano (Ivimey- Cook and Howard, 1988; Aspden and Ivimey-Cook, 1992).

Formación Napo (KNp) (Napo Basal) (Cretácico): Wasson y Sinclair (1929), Jaillard (1997). Rocas de esta Formación afloran a lo largo del curso medio del río Vergel, en la parte Noroccidental de la Hoja, corresponde a una serie variable de calizas fosilíferas, grises a negras, entremezcladas con areniscas calcáreas y lutitas negras. Muchos componentes son bituminosos por lo que varios autores la consideran la roca madre del petróleo (Tschopp, 1953).

Rocas calcáreas pertenecientes a la Formación Napo afloran en ambos flancos del río Vergel (726198, 9477837) donde las rocas presentan un rumbo N10°O buzando 47°NE, mientras en el cauce del mismo río, coordenadas (726532, 9477741) las capas tienen una dirección N-S buzando 30°O, evidenciando localmente la presencia de un sinclinal simétrico cerrado, sobreyaciendo en contacto concordante las areniscas de la Formación Hollín. En el sector la secuencia comienza con lutitas negras no calcáreas, bien estratificadas, en capas centimétricas, que van incrementando su contenido de carbonatos hacia los niveles superiores con un fuerte olor a hidrocarburos, moderadamente compactas. La presencia macroscópica de improntas de fósiles (amonites) bien preservados es común a lo largo de esta secuencia. Por su posición lito-estratigráfica estas rocas corresponderían al Miembro Napo Basal, definido por Jaillard (1997).

Esta Formación se encuentra en contacto concordante sobre la Formación Hollín, en el área de estudio no se observó la litología que sobreyace a estas rocas, pero por información regional se conoce que es sobreyacida por la Formación Tena, en la zona la potencia observable no supera los 70 metros. Debido a la rica fauna de foraminíferos y ostrácodos se ha podido determinar una edad que va del Albiano al Santoniano. (Ivimey-Cook and Howard, 1988; Aspden and Ivimey-Cook, 1992).

Depósitos Aluviales (Qs) (Cuaternario): Este tipo de depósitos se observa restringidos localmente a los márgenes de los drenajes principales que recorren la zona, como los ríos Vergel, Panguri y en menor proporción la quebrada San Francisco.

ROCAS INTRUSIVAS

Complejo Intrusivo de Zamora (JCZa) (Jurásico): Litherland et al. (1994). Anteriormente definido como Batolito de Zamora, por Litherland et al. (1994), como parte de la Cordillera Real, incluye el Batolito Río Mayo de Baldock (1982). El Batolito de Zamora se compone de litologías variables desde granitos rosados hasta cuarzo dioritas, pasando por sienitas, monzonitas y granodioritas, con diferente mineralogía y colores, con edades desde 220 hasta 140 Ma (Litherland et al., 1994). Por estas consideraciones (Egüez, 2006) sugiere que se debe denominar al conjunto como **Complejo Intrusivo de Zamora**, que probablemente representa numerosos pulsos magmáticos en diferentes ambientes geotectónicos. Este cuerpo presenta su mayor desarrollo en la parte O y NO del área estudiada, su extensión lateral oriental es limitada por la falla denominada La Canela.

Macroscópicamente exhibe una textura granuda, homogénea, holocristalina, color blanco, diferenciándose dos zonas de intrusión bastante bien destacadas en el campo, la primera que va desde el río Vergel hacia el Oeste, aquí las rocas son de color gris claro, textura granular con cristales de tamaños entre 1 y 3 mm y constituida principalmente de cuarzo, plagioclasa y anfíboles, el tamaño del grano sugiere que se trata de un granito de alto nivel; mientras que más al borde occidental de la Hoja geológica se observa una roca intrusiva de color rosado, superficialmente oxidada, textura granular (fanerítica), hipidiomorfa, compuesta de feldespato potásico (ortoclasa), cuarzo, con pocos minerales máficos, tendiendo a ser más un granito monzonítico, que podría indicar un enriquecimiento de estos elementos en la evolución de la cámara magmática. El emplazamiento del cuerpo intrusivo no está muy bien estudiado, quedando por diferenciar espacialmente la ubicación de cada etapa de intrusión y enfriamiento para conocer mejor la evolución del Complejo y su relación lito-tectónica.

Pórfido: Definido en función de recopilación de información más trabajo de campo, este cuerpo intrusivo posiblemente más joven y al parecer relacionado con las últimas pulsaciones magmáticas del Complejo Intrusivo de Zamora. En rodados que no superan los 20 centímetros de diámetro macroscópicamente se presentan de grano medio a fino, con una composición ácida, color gris verdoso, la superficie meteorizada es de color gris verde amarillento, textura porfirítica y compuesta principalmente de feldespato, cuarzo, anfíbol y biotita, clasificándola como una granodiorita.

ESTRUCTURAS

El principal rasgo estructural en la Hoja es la falla regional denominada La Canela, de rumbo general N-S al margen occidental del área estudiada y que sirve de contacto tectónico entre las rocas intrusivas y sedimentarias. Esta estructura pone en cabalgamiento las rocas Jurásicas del Complejo Intrusivo de Zamora sobre las rocas sedimentarias Cretácicas de las Formaciones Hollín y Napo, que en la zona presentan un comportamiento dúctil formando un pliegue de arrastre cerrado con ejes de dirección general N-S, con buzamientos de 30° y 40° al Este y al Oeste respectivamente, evidenciando el ambiente compresivo del sector.

En la parte Norte de la zona de investigación, una estructura con dirección preferencial NE-SO, pone en contacto tectónico las rocas cretácicas y las rocas volcánicas de la Unidad Misahuallí, observable su trazo en la imagen satelital. Esta estructura, por una posible dinámica transcurrente con la falla La Canela, generaría localmente fallas antitéticas de tipo normal y clivajes de fractura con rumbo N10°E y N75°O. Del análisis estructural se desprende que, en el área de estudio, para el desarrollo de la zona plegada se debe considerar que los esfuerzos principales debían o deben tener una dirección general O-E y que estarían actuando en un periodo post-cretácico.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Las litologías más antiguas encontradas en la zona corresponden a las rocas volcánicas no deformadas de la Unidad Misahuallí de edad Jurásica, que forman parte del potente arco magmático que corre desde el norte del Perú hasta el norte de Colombia (Romeuf et al., 1995). Este evento magmático está relacionado con un cambio en el marco geodinámico del Rift Triásico (Fin del ritfting), el cual corresponde al arranque de la subducción andina evidenciado por el volcanismo calco-alcalino Misahuallí (Rivadeneira et al., 2006). Este cambio permite el ascenso de magmas ácidos Tipo I que permiten la intrusión del Complejo Intrusivo de Zamora.

Sobre el Jurásico se depositan las rocas sedimentarias Cretácicas de las Formaciones Hollín (de ambiente continental transicional) y Napo (de ambiente marino somero), que localmente se encuentran deformadas dúctilmente. Las litologías más jóvenes están representadas por los depósitos aluviales de edad Holoceno.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El área estudiada tiene un interesante potencial económico, presenta buenos indicios prospectivos, tanto de minerales metálicos como no metálicos que ameritan una investigación más detallada a futuro.

Oro: En análisis microscópicos en dos muestras correspondientes a la microcuenca del río Sangola, se identificó la existencia de oro aluvial, angulosos y subredondeados, explotación de oro aluvial utilizando dragas se lo realiza en los principales ríos.

Sulfuros metálicos: Sulfuros metálicos se encuentran asociados, a las rocas andesito-basálticas de la Unidad Misahuallí, donde principalmente se observa pirita.

Caliza: Este recurso se lo encuentra en la Formación Napo,

Arena silícea: Importantes reservas de arena silícea, pertenecientes a la Formación Hollín.

Materiales de construcción: Arena, grava y bloques (piedra bola), se encuentran en depósitos de terraza y aluviales de los sistemas de los ríos Vergel y Sangola.

Rocas ornamentales: Rocas del Complejo Intrusivo de Zamora, en los lugares donde se presenta fresco pueden ser utilizadas como roca ornamental.

GEOLOGÍA AMBIENTAL

El alcance de la investigación de la calidad del recurso agua, se enmarca en conocer las *características físicas y químicas de las aguas superficiales y su correlación con la mineralogía de los sedimentos pesados provenientes de las litologías existentes*. Ambos tipos de muestras (agua y sedimento) fueron colectadas en los mismos sitios, de las principales microcuencas hidrográficas. Los primeros resultados obtenidos fueron comparados con la norma ambiental vigente (Ley de Gestión Ambiental) y los segundos permiten conocer los orígenes de los elementos químicos disueltos que forman parte de la composición del agua, correlacionados con el análisis de los sedimentos pesados que representan los tipos de litologías presentes (Análisis mineralógico de sedimentos pesados).

Se colectaron 18 muestras de aguas y 5 muestras de sedimentos pesados en 4 microcuencas de la Hoja Quebrada San Francisco, cuyos resultados permitieron realizar las siguientes conclusiones: En muestras de aguas: existen bajas concentraciones de elementos de base (Cu, Pb, Fe, Zn), así como de otros metales en las aguas superficiales, predominando concentraciones de elementos esenciales de Na, Ca, Mg y K.

Los tenores mayores de Na (14.1 mg/l) y K (64.5 mg/l), señalan muy claramente que proceden de un proceso de intemperismo acelerado de algún cuerpo granítico como posible fuente de feldespatos (ortosa) principalmente en las microcuencas de las quebradas Sangola y San Francisco. Los tenores de Ca (269 mg/l) y Mg (12 mg/l) se relacionan el primero con cuerpos calcáreos (río Vergel) y el magnesio probablemente de cuerpos basálticos (Qda. San Francisco). Existe un marcado cambio de concentración de valores de Calcio (Ca) y Potasio (K), con relación a las microcuencas de los ríos Vergel y Panguri (escurren sus aguas al Norte), predominando Ca, que contrasta con las microcuencas de los ríos Yaramuro y San Francisco (escurren hacia el Sur), mayor concentración K.

El índice hidrogeoquímico K^+/Na^+ (meq/l), señala que son aguas continentales. Sus valores son superiores a su rango límite 0.04 a 0.3, principalmente las aguas de la microcuenca de las quebradas Sangola y San Francisco, por lo tanto, podría considerarse de contaminación si existiera actividad industrial, minera o agrícola intensa, pero se trata de condición natural. La temperatura de las aguas superficiales se las cataloga como tibia a moderadamente fría, esto se relaciona con su variación altitudinal. El potencial hidrógeno (pH) que varía de 6.7 hasta 8.02, indica que las aguas son neutras y con tendencia a ser básicas (principalmente en sectores con presencia de material conteniendo carbonatos ($CaCO_3$). El oxígeno disuelto OD (mg/l), varía de 5.51 a 8.51 (mg/l), indica que su condición es satisfactoria para sustentar la vida en sus aguas. En lo referente a los sedimentos pesados: se evidencia gran cantidad de magnetita como mineral principal, (Qda. Yaramuro). Esto corrobora los pobres contenidos de Fe en las aguas, puesto que la magnetita no es soluble en agua (lentamente soluble en HCl).

REFERENCIAS

BABY P., RIVADENEIRA M., BARRAGÁN R., (2004) La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo.

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador, Boletín de la explicación del Mapa Geológico de la Republica del Ecuador, escala 1:1000.000, D.G.G.M.; Quito-Ecuador.

BGS – CODIGEM (1994) Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1000000.

DUQUE P. (2000) Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador, S.I.M.

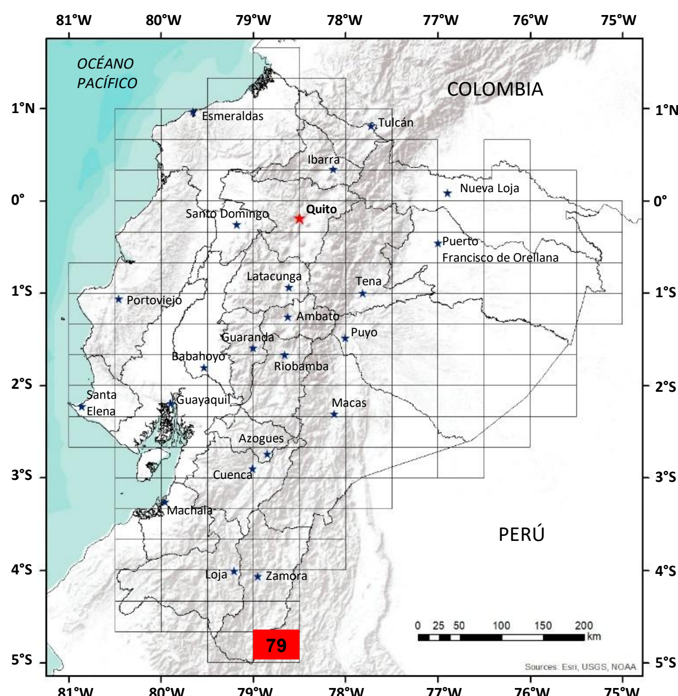
EGÜEZ A. (2006) Facies laterales y skarnificación de infiltración relacionadas con la mineralización aurífera en el distrito minero de Nambija, Sur del Ecuador.

LACHOWICZ H. (1998) Escuela Politécnica Nacional, Revista de Información Técnica-Científica "Granitoides del Ecuador".

LITHERLAND M., ASPDEN J., JEMIELITA R. (1994) The Metamorphic belts of Ecuador.

ORDÓÑEZ M., JIMÉNEZ N., SUÁREZ J. (2006) Micropaleontología Ecuatoriana, Petroproducción- Centro de Investigaciones Geológicas, Guayaquil.

PILATASIG L., GORDÓN D. IBADANGO E., AGUILERA G., CASTILLO W. (2005) Mapa Binacional, Memoria Técnica del Mapa Binacional Ecuador-Perú, escala 1:500000.



HOJA GEOLÓGICA-79
QUEBRADA SAN FRANCISCO (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Río Vergel (Quebrada San Francisco) ubicada en el suroriente del Ecuador, en la frontera con Perú, abarca parte de la provincia de Zamora Chinchipe en los cantones Palanda y Chinchipe, con una superficie aproximada de 317 km². La zona incluye las parroquias La Canela, San Francisco del Vergel y Chito. El acceso principal es terrestre, partiendo desde la ciudad de Quito por la Troncal de la Sierra hacia el sur hasta llegar a Loja. Desde allí, se continúa por la vía Loja–La Balsa en dirección a los poblados de Palanda y Zumba.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Mesozoico**, al sur de la cordillera se formó el **Complejo Intrusivo Zamora (J_Z)**, anteriormente denominado Batolito de Zamora [1], que incluye el Batolito Río Mayo [2], constituyendo un cuerpo elongado de aproximadamente 200 km por 50 km, segmentado por la falla La Canela [3]. Presenta una amplia variedad de litologías que indican múltiples pulsos magmáticos, desde cuarzodioritas hasta granitos, cuyas edades corresponden al **Jurásico**. En el área de estudio aflora principalmente hacia el oeste y se interpreta como el remanente de un antiguo arco volcánico continental.

Hacia el final del **Jurásico** se depositó la **Formación Misahuallí ($J2K1_M$)**, clasificada inicialmente como miembro de la Formación Chapiza [4], pero reconocida posteriormente como una formación independiente [1] que agrupa a las rocas volcánicas jurásicas de la Zona Subandina. Estas rocas se formaron en el contexto de un arco continental activo y afloran en sectores como Los Planes, Vetas Blancas y a lo largo de las márgenes del río Sangola. Están compuestas por lavas andesíticas y brechas, con afloramientos notablemente afectados por alteración hidrotermal y presencia de vetillas con sulfuros. Estratigráficamente, esta formación subyace en discordancia a la Formación Hollín y presenta interdigitación con la Formación Chapiza.

También durante el **Jurásico** se desarrolló la **Formación Chapiza ($J2K1_{Ch}$)**, descrita en el flanco oriental de la Cordillera de Cutucú [5]. Está conformada por sedimentos clásticos continentales conocidos como red beds, depositados en un ambiente árido [6]. En el área de estudio aflora en el sector sur, particularmente en Los Planes. Litológicamente, está constituida por secuencias de lutitas y limolitas con restos vegetales, así como, por areniscas rojas que muestran estructuras sedimentarias con laminación ondulítica y grietas de desecación. También incluye capas tobáceas de composición dacítica. Su edad ha sido establecida entre el **Jurásico Superior** y el **Cretácico Inferior**, mediante dataciones U-Pb en circones [7]. Se asocia a eventos tectónicos intracontinentales y a la evolución del arco magmático jurásico [8].

Durante el **Cretácico Inferior**, entre el **Aptiano** y **Albiano** [9], se depositó la **Formación Hollín ($K1_H$)**, representando una secuencia de areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, con estratificación cruzada [10] y posteriormente mapeada en la región [4]. Esta formación se encuentra ampliamente expuesta en la parte centro-norte del área de estudio, especialmente en el sector Nuevos Horizontes y a lo largo del río Vergel. Estratigráficamente, sobreyace a la Formación Misahuallí. Se interpreta como el resultado de una transición entre ambientes fluviales y marinos someros, en el marco de un evento transgresivo regional [8]. Adicionalmente, en el **Cuaternario** se distinguen **Depósitos Coluviales (Q_C)**.

Los cuerpos intrusivos en esta área corresponden a un plutón de composición granodiorítica, localizado al este del área, específicamente al norte del sector Las Sabanas, en la frontera con Perú. Estas granodioritas son de tonalidad gris verdosa, de grano medio a fino y compuestas por feldespato potásico, cuarzo, anfíbol y biotita. Estas rocas intruyen a la Formación Misahuallí, por lo que se les asigna una edad post-jurásica.

La geología estructural del área de estudio presenta numerosos rasgos tectónicos, tanto regionales como locales, identificados mediante campañas de campo y fotointerpretación con el uso de sistemas de información geográfica (SIG), modelos digitales de elevación (DEM) e imágenes satelitales.

El rasgo estructural más destacado es la falla regional La Canela, con dirección N–S. Esta falla define el contacto entre las rocas intrusivas del Complejo Intrusivo Zamora, situadas al oeste, y rocas sedimentarias pertenecientes a la Formación Hollín, al este. Se interpreta como una falla de cabalgamiento, donde las formaciones jurásicas han sido empujadas sobre los depósitos cretácicos.

Al norte del área de estudio se identifican fallas locales con dirección NE–SO, que ponen en contacto las rocas volcánicas de la Formación Misahuallí con las sedimentarias de la Formación Hollín. Estas fallas cortan a la Falla La Canela, asumiendo una dinámica transcurrente dextral.

En la zona central del área se observan estructuras con dirección E–O que afectan principalmente a la Formación Misahuallí. El análisis estructural sugiere la presencia de un pliegue de arrastre generado por esfuerzos compresivos post-cretácicos en dirección N–S. En el sector occidental de la zona de estudio, este rasgo estructural está relacionado con contactos fallados entre las rocas intrusivas jurásicas y las formaciones sedimentarias cretácicas, evidenciando un ambiente tectónico compresivo.

REFERENCIAS

[1] M. LITHERLAND, J. A. ASPDEN & R. A. JEMIELITA (1994) “The Metamorphic Belts of Ecuador,” British Geological Survey.

[2] J. BALDOCK (1982) “Geología del Ecuador - Boletín de la explicación del mapa geológico de la República del Ecuador escala 1:1000000”.

[3] P. DUQUE (2000) “Breve léxico estratigráfico del Ecuador”.

[4] H. J. TSCHOPP (1953) “Oil Explorations in the Oriente of Ecuador, 1938–1950,” Am Assoc Pet Geol Bull, vol. 37, no. 10, pp. 2303–2347, Oct, doi: 10.1306/5CEADD94-16BB-11D7-8645000102C1865D.

[5] K. T. GOLDSCHMID (1941) “Geological compilation on the Cutucu-Macuma-Cangaime Region,” SHELL Geological Report (Archivo Técnico Petroproducción, ECUA 131).

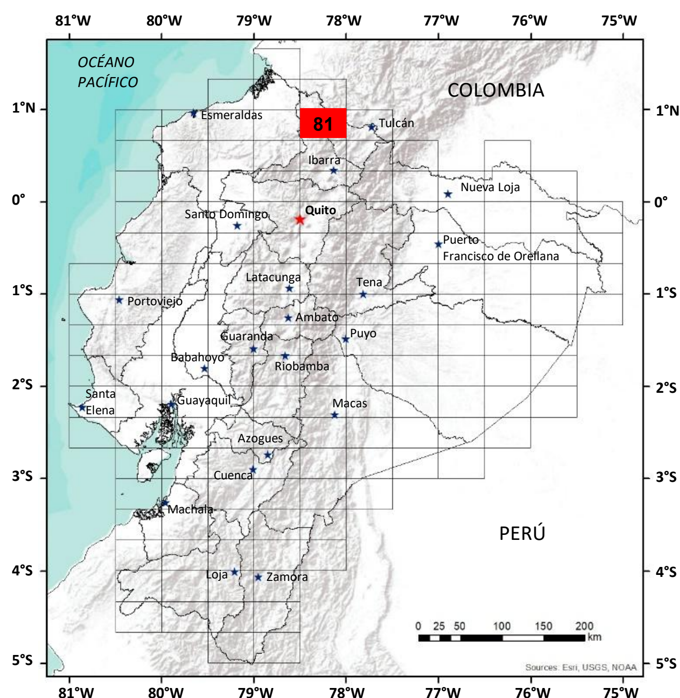
[6] M. DÍAZ, P. BABY, M. RIVADENEIRA, AND F. CHRISTOPHOUL (2004) “El pre-aptense en la cuenca oriente ecuatoriana,” in La Cuenca Oriente: Geología y petróleo, P. Baby, M. Rivadeneira, and R. Barragán, Eds., Institut français d’études andines, pp. 23–44. doi: 10.4000/books.ifea.2989.

[7] C. VALLEJO ET AL. (2021) “Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America,” Glob Planet Change, vol. 204, p. 103555, Sep, doi: 10.1016/j.gloplacha.2021.103555.

[8] E. JAILLARD (1997) Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca Oriental del Ecuador.

[9] J. ASPDEN AND H. C. IVIMEY-COOK (1992) “Nuevos Datos Paleontológicos del Centro y Sureste del Ecuador,” in Boletín Geológico Ecuatoriano, vol. 3, pp. 33–42.

[10] WASSON & SINCLAIR (1927) “Geological Exploration East of the Andes in Ecuador,” Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist, vol. 1, no. 1, pp. 1–34.



HOJA GEOLÓGICA-81
MALDONADO (1986)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica de Maldonado se encuentra ubicada en la parte Norte del país, en la frontera con Colombia. Comprende la parte alta de la Cordillera Occidental, desde los páramos del Ángel en la Provincia del Carchi, hasta las zonas bajas selváticas de la Provincia de Esmeraldas, abarca una superficie aproximada de 1713 km^2.

El acceso se lo realiza mediante dos carreteras de tercer orden que se desvían de la carretera Panamericana, el primero une las poblaciones de Salinas-Guallupe-Lita y el segundo va desde Tulcán a Maldonado. Otra vía de acceso constituye la línea férrea Ibarra-San Lorenzo.

Las demás incursiones se las hizo por caminos de herradura y trochas.

Existen dos redes hidrográficas principales, el Río Mira que atraviesa la zona de Este a Oeste teniendo principales afluentes los Río Cachaco, Lita, San Pedro, Blanco, Baboso.

La segunda red constituye el Río San Juan que además sirve de límite con Colombia, tiene como afluentes al Río Playón, Blanco, De la Plata, San Pablo.

El clima varía de acuerdo con la altitud del terreno, teniendo temperaturas inferiores a los 10°C, en las partes altas y llegando a más de 25°C, en la zona tropical. La mayor concentración poblacional se encuentra a los costados de los principales ríos, la principal ocupación constituye la agricultura predominando el cultivo de fréjol, yuca, caña, naranjilla, arroz.

GEOLOGÍA

La zona abarca volcánicos terciarios y cuaternarios de la Cordillera Occidental en el lado este, los cuales recubren parcialmente a lavas y sedimentos cretácicos en parte metamorfizados (de contacto y tectónico) e intruidos por cuerpos ácidos posiblemente pertenecientes a un gran batolito de edad terciaria (?) gran actividad glacial pleistocénica ha rellenado los valles formando extensas zonas planas en parte erosionadas. Los principales depósitos superficiales están a lo largo de los grandes ríos.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): Los principales afloramientos se encuentran en la parte Oeste de la zona, en el Río Mira, sector del caserío de Lita, consisten principalmente de lavas andesíticas de color gris verdusco interestratificadas en sectores con tobas c. (7830-10093), andesitas plagioclásicas en una matriz de textura hialopilítica con microlitos de plagioclasa en intercrecimiento con vidrio volcánico y minerales altamente cloritizados c. (8032-10083). También se encuentran esporádicamente brechas volcánicas bastante consolidadas.

La unidad volcano-sedimentaria comprende sedimentos grises de grano fino, en parte silicificados por tectonismo, recristalizados formando bandas de diferente tonalidad c. (7829-10092). El rumbo de las rocas es Norte-Sur con buzamientos de más de 50° con dirección predominante al Oeste.

Se calcula una potencia superior a los 3000m, asignándole una edad perteneciente al Cretáceo Inferior de acuerdo a su posición estratigráfica.

Sedimentos San Jerónimo (Ksj) (Cretáceo): Anteriormente se lo había ubicado como parte de los sedimentos de la Formación “Cayo” de la Sierra (Faucher y Savoyat), luego se los asoció con los sedimentos de la Formación Macuchi.

Buenos afloramientos aparecen en el Camino Salinas-Lita, en el sector de San Jerónimo c. (8063-10078) y a lo largo del camino Tufiño-Maldonado, sector de la Chuchuví-Santa Rosa c. (8233-10099).

Son sedimentos de origen volcánico, aparecen compactos, color gris verdoso, grano medio a grueso, intercalados con lavas altamente silicificadas (8058-10076) y tobas andesíticas. En ciertos sectores hay bolsones de pirita diseminada en la matriz, cortadas por vetillas de cuarzo lechoso. La epidotización es común en las rocas.

Son compactas y tienen una estratificación desarrollada, con rumbos al NE y buzamientos generales de 40° a 60° hacia el SE. Localmente están metamorfizadas relacionando la alteración a fallas regionales.

A estas rocas se las interpreta como producto de actividad de Arco Volcánico Macuchi de edad Cretácica (Salazar E., 1981) principalmente de origen submarino.

Se calcula una potencia superior a los 2000m. El contacto con las Formaciones adyacentes es fallado, tiene una edad del cretáceo medio-superior, pues es el resultado de la erosión de la Formación Macuchi.

Sedimentos Chontal (Kch) (Cretáceo): Se encuentran ubicados en el lado occidental de la Hoja recubiertos parcialmente por volcánicos terciarios, buenos afloramientos existen en el carretero Tufiño-Maldonado sector Laurel y en el caserío La Chorrera ubicado en la línea férrea, cercana a la población de Guallupe c.(8092-10080).

Litológicamente comprenden arcillas negras, argilitas grises, turbiditas, lutitas negras, wackes gris obscuro y areniscas gris-verdosa.

Poseen buena estratificación que va de milimétricas a decimétricas. Tienen rumbo Norte-Sur y el buzamiento general es mayor a los 60° hacia el Este.

Se ha diferenciado los sedimentos cretácicos en base al ambiente de depositación y al material aportante, mientras que los sedimentos San Jerónimo han tenido una depositación menos profunda, lo que comprueba el tamaño de grano, los sedimentos Chontal poseen características batiales y abisales similares a la Formación Yunguilla, pero diferenciándose de ésta por no ser tan rítmicas y de litología más variada.

Varias fallas regionales atraviesan los sedimentos afectando al conjunto creando zonas de metamorfismo de bajo grado. El contacto con los sedimentos San Jerónimo es fallado, siendo el límite de dos cuencas diferentes.

Tiene una potencia máxima aproximada de 2000m de acuerdo al buzamiento y extensión de las capas, atribuyéndole una edad perteneciente al Cretáceo Medio.

ROCAS METAMÓRFICAS

Tanto los sedimentos Chontal como San Jerónimo presentan evidencias de metamorfismo principalmente en los sectores de falla Chuchuví c.(8165-10098) y Río de La Plata c.(8087-10097).

El grado de metamorfismo es bajo, presentando filitas negras y verdes intercaladas con esquistos en forma irregular, el rumbo es casi Norte-Sur cuya esquistosidad tiene buzamientos variados de 30° a 50° tanto al Este y Oeste lo que indica una gran influencia de las fallas. Posiblemente tectonismo posterior afectó también a las soluciones pudiendo encontrarse cuarcitas y carbonatos intercalados en los sedimentos.

Metamorfismo de contacto es evidente en los alrededores del intrusivo de Maldonado formando aureolas de metamorfismo encontrándose rocas del tipo cornubianitas microgranulares compactas de color violeta las cuales son producto de rocas encajantes pobres o carentes de calcio tales como esquistos, arcillas y areniscas. Coinciden con los contactos del macizo de composición granito-hornbléndica.

Formación Silante (KS) (Cretáceo Superior): En la zona aflora al Sur en contacto fallado con los sedimentos cretácicos. En parte se encuentra recubierta por volcánicos terciarios volviendo a aflorar hacia el lado oriental.

La litología consiste de conglomerados, grauvacas, areniscas tobáceas y lutitas rojas. Los conglomerados están compuestos por fragmentos angulares hasta redondeados de cuarzo, chert y andesita en una matriz ferruginosa. Las grauvacas contienen fragmentos de plagioclasa zonada, hornblenda verde y rocas volcánicas.

El rumbo aproximadamente es Norte-Sur, tiene un buzamiento general de 45° hacia el Oeste. Se ha calculado en la zona una potencia de 1000m, asignándole una edad del cretáceo superior.

Volcánicos Piñuelas (PlP) (Plioceno): Se ha tomado el nombre del sector de Piñuelas c. (8275-10077), ubicado al suroriente de la Hoja. Está constituido por una gran caldera en la cual es posible observar una enorme escarpa producto de la erosión.

Litológicamente existen andesitas que contienen en su matriz microlitos de plagioclasa con vidrio volcánico y basaltos de textura hialopilítica con minerales de augita e hiperstena en una matriz compuesta de microlitos de plagioclasa con vidrio volcánico y minerales opacos.

Han sido observadas fuentes termales que alcanzan más de 50°C de temperatura. Se encuentran alineadas, controladas seguramente por una fractura y se han podido ubicar tres en el sector de la quebrada del Oso c. (8235-10075).

Se le ha asignado una edad del Plioceno Inferior.

Volcánicos de Rasacocha (PlRc) (Plioceno): En el extremo oriental de la zona se encuentra un macizo rocoso ancho y bajo que sugiere la presencia de un antiguo cuello volcánico con su cráter abierto hacia el Oeste, el conjunto se encuentra fuertemente erosionado y totalmente cubierto por rocas andesíticas piroxénicas con variaciones locales dacitas y andesitas hornbléndicas.

Los colores varían entre gris claro y gris obscuro con tonos de alteración verdes y rosados. La plagioclasa en estas lavas está fuertemente alterada, maclada y zonada. Contiene piroxenos (hiperstena) y hornblenda que presenta fuerte alteración y está asociada a biotita. La matriz (90%) es predominantemente vidrio con cristales de plagioclasa y opacos, ocasionalmente se encuentra algo de cuarzo.

Se le ha asignado una edad del Plioceno (INECEL, 1979).

Volcánicos Peña Blanca (PlPb) (Plioceno): Se encuentran sobre las rocas mesozoicas de la Cordillera Occidental en la parte NE de la Hoja. Están cubiertos en la parte Norte por los volcánicos más recientes del Chiles y Cerro Negro de Mayasquer. El centro principal de emisión al parecer fue un estratovolcán que actualmente está irreconocible por los efectos erosivos. Se lo ha ubicado en el mapa geológico como centro de emisión supuesto con el nombre de Peña Blanca.

Las rocas son en su mayoría andesitas piroxénicas de colores gris claro, gris obscuro y negro con alteración a café. Son hipocristalinas, ligeramente porfiríticas en una matriz afanítica que alcanza un 50%.

En las rocas pertenecientes a este complejo volcánico se encuentra la mayoría de las zonas fósiles de alteración hidrotermal. Es de edad Pliocénica (INECEL, 1979).

Volcánicos Chuquirahuas (Pcq) (Pleistoceno): Aflora en la parte suroriental de la Hoja, es una continuación del volcánico que aflora en la Hoja de Ibarra en donde aparece con todas sus características.

Litológicamente contiene lavas grises obscuras con abundancia de plagioclasa y gran cantidad de material piroclástico. El foco de emisión se encuentra bastante alejado por lo que a este sector han llegado sólo los elementos más fáciles de ser transportados como son los piroclastos (arenas, lapilli).

Se le ha asignado una edad del Pleistoceno (INECEL, 1979).

Volcánicos del Chiltazón (Pcz) (Pleistoceno): El volcán Chiltazón que apenas sobrepasa los 4000m de altura se ubica aproximadamente 12km al NW de El Ángel, tiene la forma de un cono, no muestra rasgos de actividad reciente y está erosionado por glaciares. Sus flancos están casi totalmente cubiertos por piroclásticos por lo que sus afloramientos son escasos. El producto es una andesita piroxénica gris, porfirítica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno en una matriz hipocristalina.

Se le asigna una edad Pleistocénica (INECEL, 1979).

Volcánicos del Cerro Negro de Mayasquer (Vcn) (Pleistoceno): El Cerro Negro de Mayasquer es un estrato-volcán de 4470m de altura, ubicado a unos 3km al W. del Volcán Chiles; el "Collado de Las Cruces", de 4014m de altura separa ambos volcanes. Tiene la forma de un cono truncado compuesto por flujos de lava, brechas y material piroclástico emanados de un mismo cráter central; el edificio volcánico se asienta sobre rocas volcánicas pliocénicas. El cráter es de forma circular de unos 200m de profundidad, está abierto hacia el occidente.

En la base NE del cráter hay un depósito de azufre de formación actual y también existen fuentes termales. Hay evidencias de la existencia de un antiguo lago en el cráter.

Petrográficamente, se nota una evolución con el tiempo hacia productos más ácidos, las rocas correspondientes a los flujos más antiguos son andesitas, mientras que los más modernos son dacitas y dacitas-andesíticas.

Las andesitas son de color plomo con tonos rojos de alteración, la textura es hipocristalina con matriz traquítica.

Desde el volcán han descendido potentes lahares siguiendo los valles de los Ríos Chilma y Cainacán, un indicio de que el volcán está potencialmente activo son sus fumarolas.

Tiene una edad Pleistocénica (INECEL, 1979).

Volcánicos Indiferenciados (Pv) (Holoceno): Depósitos principalmente eólicos han avanzado hasta la zona de Guallupe, dos cuerpos más o menos extensos han sido limitados, sin embargo, en ciertos sectores es posible observar pequeños remanentes de este material.

El material proviene de las partes altas de la Cordillera Occidental en donde han sido localizados varios focos de emisión, estos volcánicos principalmente están constituidos por piroclastos (arena, lapilli y tobas). Pueden alcanzar una potencia mayor a los 500m.

Formación San Tadeo (Pst) (Holoceno): El nombre proviene de la población San Tadeo, ubicada a 25km al NW de Quito.

La Formación es consecuencia del arrastre producido por los deshielos en las partes altas de la Cordillera y que han llegado a los sectores más bajos alcanzando distancias considerables. A consecuencia de la erosión han llegado a formar extensas zonas planas que cubren las Formaciones antiguas.

Litológicamente contiene clastos de variada composición y tamaño cementados por un material areno-tobáceo. Llegan a tener una potencia de más de 300m y debido a erosión forman edificios que aparenten cuerpos ígneos. Es posible observar esto en el sector de Guallupe (Peña Negra, c. 8035-10083). Generalmente las rocas superficiales han sido alteradas, habiéndose transformado los feldespatos en caolín.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos fluvio-glaciales (gu) (Holoceno): Se encuentran en las partes altas de las estribaciones de la Cordillera en las cercanías de los focos de emisión y son producto del acarreo de materiales producido por el deshielo.

Avanza a lo largo de los valles jóvenes en forma de "U" acarreando el material circundante que generalmente comprenden lavas y piroclastos productos de los mismos volcanes (Cerro Negro, Peña Blanca, Chiltazón, etc.).

Terrazas, aluvios, coluvios (Holoceno): Están relacionados con los grandes drenajes, estas terrazas y aluviales se encuentran ubicados principalmente a lo largo de los Ríos Mira y San Juan en donde están asentados los principales caseríos de la zona.

Litológicamente están constituidos por bloques de lavas, andesitas, intrusivos, sedimentos que han sido erosionados de las Formaciones que atraviesan los ríos.

Los coluviales son productos del fuerte fallamiento que controla los drenajes. Los principales depósitos también están junto a los ríos, litológicamente comprenden rocas de la misma composición aledaña.

INTRUSIVOS

Varios cuerpos intrusivos afloran en el área siendo posiblemente parte del batolito de Apuela-Nanegal al Sur, se pueden distinguir cuatro: Intrusivo de "Buenos Aires", Intrusivo "El Baboso", Intrusivo de "Maldonado" y el Intrusivo del "Río Hualpi".

Se puede diferenciar al batolito en varias facies comenzando de granito, monzonita, cuarzo-diorita, diorita, granodiorita, por lo que se habla de un intrusivo palingenético.

El intrusivo de El Baboso, ubicado al norte de la población de Lita es un cuerpo de composición granodiorítica, con vetas y vetillas de cuarzo mineralizado que llegan a medir algunas veces unos decímetros de ancho, contiene mineralización de pirita, calcopirita, galena e inclusive oro.

Los intrusivos de Maldonado y Buenos Aires de acuerdo a recientes estudios parecen tener relación con la mineralización del área especialmente para polimetales (Pb, Cu, Zn). Se encuentran intruyendo a la Formación Macuchi en el lado Oeste y a los sedimentos cretácicos al Este.

ESTRUCTURA

De las observaciones de campo, además de las realizadas en las fotografías aéreas convencionales y las imágenes "Landsat" se puede colegir que existen dos sistemas de fallas principales, la primera, la que sigue la dirección general de la Cordillera de los Andes, es decir N 20-30°E y otras transversales con rumbo N40-60°W. En el lado oriental se dificulta la observación debido a la potente cobertura volcánica.

Del primer grupo y más importantes podemos citar a la gran falla que pasa por Guallupe-Chuchuví, la cual divide dos ambientes diferentes de depositación y tectoniza los sedimentos en el sector de Chuchuví. La falla de Cachaco también limita dos Formaciones de constitución diferente como son la Formación Macuchi y San Jerónimo.

Otra falla importante sería la del Río Morán la cual atraviesa dos focos volcánicos (Rasococha y Piñuelas) y limita los volcánicos con respecto a los sedimentos en la parte Norte, además sirve de límite de los metamórficos del sector.

Entre las fallas transversales citaremos la falla del Río de La Plata la cual altera los sedimentos del sector metamorfizándoles en bajo grado y la falla del Río Mira que controla el drenaje y divide en varias unidades morfológicas.

Existen fuentes de aguas de mediana termalidad en el sector bajo de la Cordillera relacionadas con fallas recubiertas.

La zona es relativamente tranquila puesto que los datos sísmicos no revelan mayor actividad en el sector.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Durante el Mesozoico existió un arco volcánico en la zona en la cual se depositaron rocas volcánicas en un ambiente marino que dieron lugar a la Formación Macuchi. Movimientos orogénicos acompañados de procesos de erosión y meteorización de esta Formación durante la misma época dio lugar a la depositación de Formaciones sedimentarias en un ambiente más continental (sedimentos San Jerónimo y Formación Silante). En el otro lado lo que actualmente es la Cordillera Real sucedían procesos similares de erosión y depositación, pero en diferente ambiente seguramente más profundo (batial y abisal) constituyendo los sedimentos negros Chontal que tienen cierta similitud al flysch, pero menos rítmica.

El levantamiento produjo fallamiento que facilita la intrusión de batolitos de composición granodiorítica y tonalítica en su mayor parte que afectaron a las rocas pre-existentes (metamorfismo).

Depositación posterior de grandes masas de material lodoso comienza a afectarse debido al levantamiento de la cordillera y al deshielo de las partes altas siguiendo las pendientes más favorables como son los valles.

La morfología actual del terreno ya es producto de procesos continuos de erosión y meteorización como los ríos y los ambientes climatéricos

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Varias anomalías han sido detectadas en la zona por el Departamento de Investigación Minera que serán estudiadas en un futuro cercano, principalmente para platino, níquel, cobre.

Las calizas de Hualchán mencionadas en el informe del estudio de las cuencas del Mira y Santiago realizado por el INERHI y la Dirección General de Geología y Minas no han sido estudiadas detenidamente para conocer su real potencia, al momento sólo se han encontrado vetillas de carbonatos dentro de los sedimentos volcánicos.

Fuentes termales se ubicaron en la Quebrada del Oso (8235-10075) en el nacimiento del Río Chutín, se encuentran alineados y controlados por una fractura, llegan a tener más de 50°C y la acumulación de carbonatos y minerales de hierro es tan abundante que toda el área circundante está influenciada por estos minerales.

En la zona de Lita y sus alrededores existieron lavaderos de oro los cuales al momento no son explotados, sin embargo, la presencia de este mineral en la cuenca baja del Santiago donde desembocan varios ríos del sector sugiere la existencia de yacimientos primarios, en el Río San Juan el cual sirve de límite fronterizo con Colombia se tienen informes de lavaderos auríferos.

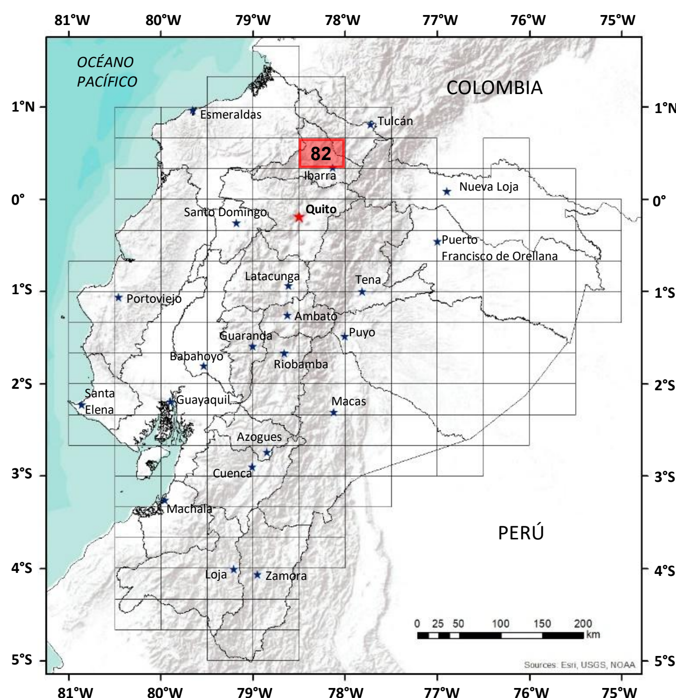
Buenos materiales de construcción tales como arena, grava y ripio se obtienen de los ríos y de la meteorización de rocas volcánicas e intrusivas.

REFERENCIAS

BRISTOW & R. HOFFSTETTER (1977) Léxico Estratigráfico Internacional. Volumen V.

INERHI, D.G.G.M., DP-R1 (1979-noviembre) Planificación para el desarrollo de la Región I. Provincias de Imbabura, Carchi y Esmeraldas. Informe Geológico.

INECEL (1979) Estudio preliminar del área de Tufiño



HOJA GEOLÓGICA-82
IBARRA (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Ibarra cubre parte de la Cordillera Occidental y parte del Valle Interandino al Este. La altitud varía entre 1300m en el Río Mira y 4939m en el Volcán Cotacachi. El drenaje se dirige hacia el Océano Pacífico por los Ríos Mira y Apuela. La accesibilidad es buena en el Valle Interandino, pero se torna limitada en la Cordillera Occidental. Ibarra es la principal población del área y se sitúa en el límite sureste de la Hoja.

GEOLOGÍA

Las rocas tienen edades que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario. Las rocas paleozoicas son metamórficas; le siguen lavas y sedimentos volcánicos cretácicos de la Formación Macuchi que son recristalizados en parte, luego sedimentos volcánicos rojos del Cretáceo Superior, sedimentos continentales y volcánicos del Terciario Superior y por último las rocas volcánicas del Cuaternario.

Formación Ambuquí (P_{ZA}) (Paleozoico): Posee dos litologías distintas: metasedimentos y metabasitas. Los metasedimentos son más comunes, cubren toda el área de Ambuquí al Sureste de la Hoja. Están constituidos por filitas grafíticas y cuarcitas intercaladas en estratos decimétricos. Las cuarcitas tienen texturas granulares; además del cuarzo, posee plagioclasa, moscovita y rutilo. Son abundantes las vetas de cuarzo. Las metabasitas están localizadas en el carretero Ibarra-Tulcán. El sitio más característico se encuentra fuera de la Hoja, 2km al Noreste de Ambuquí; aquí las rocas son esquistos de albita y clorita con epidota. El grado de metamorfismo de la Formación es bajo, pertenece a la facies de esquistos verdes. El rumbo dominante en las foliaciones es N40°E. No se ve la base de la Formación; el contacto con los sedimentos del Grupo Chota, parece ser fallado. En esta Hoja, se las ha dado una edad paleozoica (?) hasta que se realice un estudio más detallado.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): El término "Formación Macuchi" fue introducido en la Hoja de Machachi (66) y usado por Bristow y Hoffstetter (1977). En esta Hoja, se localizaron dos unidades: una constituida por metapelitas y metabasitas intercaladas, con un grado de metamorfismo muy bajo; la otra unidad está constituida por las mismas rocas, sin metamorfismo, aunque alteradas. Las rocas metamórficas están compuestas por filitas gris verdosas y negras, con una foliación poco desarrollada. Estos metasedimentos están intercalados con lavas color verde y gris obscuro, masivas, generalmente todavía conservan sus características originales. Posee características espilíticas. Al Norte de la desembocadura del Río Palacara en el Río Mira, afloran lavas de almohada, con limolitas volcánicas. La estructura está definida por una foliación N45°E, con buzamientos hacia el Noroeste. Los contactos parecen ser fallados; sin embargo, en esta Hoja las rocas tienen varios kilómetros de potencia. Se encontró fósiles de edad senoniana en los sedimentos de esta Formación en el carretero Quito-Santo Domingo (Hoja de Machachi (66)); Sigal, 1968). La formación está considerada como Cretáceo (Superior?).

Formación Silante (K_S) (Cretáceo Superior): Estas rocas han sido incluidas anteriormente dentro de la "Formación" Cayo Rumi (Tschopp, 1948). Fueron denominadas como la Formación Silante en la Hoja de Machachi (66), debido a su gran diferencia de las rocas distintivas en el área tipo de Cayo Rumi, que forman el miembro superior de la Formación Yunguilla. En esta Hoja, está constituida fundamentalmente por conglomerados volcánicos, localmente intercalados con grauvacas, areniscas, lutitas y lavas andesíticas. Los conglomerados son de color rojizo y gris verdoso. Muchos de los cantos pertenecen a rocas de la Formación Macuchi; también hay cantos de rocas tonalíticas y de rocas metamórficas de la Formación Ambuquí. El cemento no soporta a los clastos y constituye el porcentaje más bajo de la roca. El aporte de las grauvacas y areniscas es volcánico, poseen abundantes fragmentos de cristales euhédricos y subhédricos, de hornblenda, plagioclasa y augita. Toda la Formación está alterada, fracturada y fallada. El rumbo de los estratos es generalmente Nor-Noreste con buzamientos fuertes hacia el Noroeste. El contacto con las rocas de la Formación Macuchi está fallado. En el carretero Salinas-Lita, la Formación Silante sobrepasa los 7000m de espesor. Una edad del Cretáceo Superior ha sido dada a esta Formación por Henderson (1979).

Grupo Chota (T_{Ch}) (Terciario Superior, Mioceno?): Los sedimentos continentales de este grupo son divididos en dos Formaciones: la **Formación Tumbatú** (parte este y septentrional de la cuenca) está formada por conglomerados, areniscas, lutitas, capas de lignito y capas delgadas de tobas, todas multicoloreadas, con mucho aporte metamórfico en la parte inferior y mucho aporte volcánico en la parte superior. **La Formación Chota** es una intercalación de brechas y conglomerados volcánicos, con sedimentos tobáceos, areniscas volcánicas y algunos estratos de calizas muy finas. El Grupo Chota sobrepasa los 3000m de potencia; se encuentran similitudes litológicas y estructurales con las Formaciones Mangán de la Cuenca de Cuenca y Arajuno del Oriente, ambas del Mioceno Superior. Las secuencias terciarias de Cuenca y del Río Chota han sido plegadas con el mismo estilo de deformación y aproximadamente con el mismo eje N-S (Bristow y Hoffstetter, 1977). Sin embargo, se observa una diferencia en la intensidad de deformación entre las Formaciones Tumbatú y Chota, esta última menos plegada y fallada.

Volcánicos de Angochagua (Pl_{An}) (Plioceno): En el extremo sureste de la Hoja, afloran lavas, tobas, areniscas, brechas y conglomerados volcánicos, que pertenecen al complejo volcánico erosionado de Angochagua. Las lavas son andesitas piroxénicas, color gris obscuro; algunos flujos tienen textura porfirítica. Las tobas y las areniscas volcánicas son de color crema y crema-amarillento; las brechas son compactas, con cantos de lavas grises. Los conglomerados son escasos, poseen cantos de lavas color verde. La potencia total de estos volcánicos es de alrededor de 800m y son de edad pliocénica.

Volcánicos de Pumamaqui (Pl_M) (Plioceno): Las lomas de Pumamaqui forman parte de un volcán antiguo, están constituidas por brechas volcánicas bien compactas y por lavas de composición andesítica. Las brechas generalmente son lahares con potencias que sobrepasan los 100m, también se localizaron ignimbritas y tobas volcánicas. Las lavas generalmente son de color negro o gris, porfiríticas, con fenocristales de plagioclasa (labradorita) e inundada en vidrio volcánico. Al Este del volcán, las rocas están afectadas por fallas con un rumbo N40°E y con un clivaje tectónico con rumbo N30°W y buzamientos al Noreste. La potencia de estas rocas sobrepasa los 1000m; dado su grado de erosión, su alteración y estructura, es probable que tengan una edad pliocénica.

Volcánicos del Yanahurco ($Pl\text{-}P_Y$) (Plio-Pleistoceno): Ocupan la parte central de la Hoja y están constituidos por lavas andesíticas, brechas volcánicas y productos piroclásticos. Las lavas son andesitas piroxénicas, pero todos los montículos alrededor de Urcuquí, San Blas y Tarapamba están constituidos por potentes brechas de flujo. La existencia de cuellos volcánicos en un estado de destrucción limitado, y la ausencia de evidencias estructurales que determinen una acción tectónica terciaria, hace suponer que estas rocas son plio-pleistocénicas.

Volcánicos del Cotacachi (P_{Co}) (Pleistoceno): En la parte Suroeste de la Hoja ha edificado su cono del Volcán Cotacachi formado de lahares, lavas y productos piroclásticos. Los lahares son abundantes y han rellenado las quebradas. Gran parte de las “brechas indiferenciadas” probablemente proceden de este volcán. Los lahares más viejos generalmente son heterolitológicos, donde es posible encontrar cantos de las Formaciones Macuchi y Silante, mezclados con lavas grises del Cotacachi. Los flujos de lava son más numerosos en la parte norte del volcán y generalmente son andesitas piroxeno-anfibólicas color gris. Sauer (1965) menciona andesitas piroxénicas, andesitas y dacitas anfibólicas entre las lavas del Cotacachi. Los productos piroclásticos son abundantes al Sur y Sureste del volcán, generalmente son lapilli y bloques junto a ceniza volcánica. El monte Muyurcu parece ser un cono parásito desde el cual se desprenden brechas laharíticas y piroclásticos con abundante pómez ácida. Toda la parte Noroeste del volcán está afectada por la acción de fallas con rumbo Noreste. El grado de erosión del Cotacachi es inferior al del Yanahurco. Las rocas probablemente sobrepasan los 2000m de potencia y están consideradas como del Pleistoceno.

Volcánicos del Chuquirahuas (P_{Cq}), Negro Puno (P_{NP}) e Imbabura (P_{Im}) (Pleistoceno): Los volcanes Chuquirahuas, Negro Puno e Imbabura conservan todavía gran parte de la estructura de sus conos, parecen pertenecer a la misma época de actividad volcánica. El Chuquirahuas está localizado en el extremo Noreste de la Hoja, se caracteriza por la abundancia de productos piroclásticos. En las quebradas al Norte de Paridero (78°03’W, 0°35’N), afloran lavas gris obscuras con abundantes fenocristales de plagioclasa. El Volcán Negro Puno está localizado al Oeste de la Hoja, conserva la geomorfología del avance de los flujos, radialmente a partir del cráter. Los flujos son de andesitas piroxénicas; el porcentaje de piroclásticos parece ser mínimo en este volcán. El Volcán Imbabura se levanta unos pocos kilómetros al Sur del límite de la Hoja, pero un gran flujo de lava procedente de este volcán llega hasta La Ponderosa (78°09’ W, 0°22’ N) ubicada a 5km al Noroeste de Ibarra. Es una andesita piroxénica porfirítica con fenocristales de plagioclasa (labradorita), augita e hiperstena. Brechas volcánicas laharíticas, procedentes de este volcán han seguido el cauce de los Ríos Chorlaví y Tahuando. Los tres volcanes mencionados parecen ser los más jóvenes (Pleistoceno Superior) dentro de la Hoja.

Brechas Volcánicas Indiferenciadas (br) (Pleistoceno): Gran parte de las terrazas de los Ríos Ambi, Mira y Palacara, descansan sobre potentes brechas volcánicas con características especiales. Son heterolitológicas y poseen abundantes clastos de rocas volcánicas variadas, de hasta varios metros de diámetro. Existen tres unidades litológicas: la inferior es una brecha volcánica que sobrepasa los 20m de espesor; la intermedia está constituida por travertino y sedimentos tobáceos lagunales que alcanzan un espesor de hasta 15m., la superior es una brecha volcánica cubierta por piroclásticos y su espesor a veces llega hasta los 30m. La génesis de estas brechas está relacionada a las últimas etapas de actividad glacial en el área andina. Probablemente estos glaciares suministraron el agua que permitió el avance del material acumulado en los flancos de los volcanes, siguiendo el cauce de los ríos y bajando a rellenar los valles del Valle Interandino y de las estribaciones de la Cordillera Occidental.

Cangagua (QC) (Cuaternario): La mayoría del área está cubierta por ceniza volcánica indiferenciada, pero se ha indicado su presencia únicamente en sectores diseminados donde es más abundante.

Terrazas, Depósitos Coluviales y Aluviales (Holoceno): Existen muchas zonas de terrazas en varios niveles, depósitos coluviales y aluviales de edad Holocénica.

INTRUSIVOS

El Batolito de Apuela-Nanegal es una granodiorita que aflora al Suroeste de la Hoja. La textura de la roca está bien desarrollada y está constituida por cuarzo, plagioclasa y biotita; en sectores se presenta también la hornblenda. En otras áreas afloran granodioritas que poseen las mismas características mineralógicas. Alrededor de 4km al Noroeste de Cahuasquí, aflora un intrusivo diorítico muy propilitizado, con plagioclasa y hornblenda.

ESTRUCTURA

En las rocas de la Formación Ambuquí el clivaje dominante, que coincide con la dirección dominante de las charnelas es de N30°E, con buzamientos variables. Existen dos clivajes más: uno de dirección N-S con buzamientos de 40° hacia el Este, y otro de direcciones N15°E con buzamientos fuertes hacia el Noroeste. El clivaje dominante en las rocas metamórficas de la Formación Macuchi es N15°E con buzamientos variables hacia el Noroeste. Los sedimentos de la Formación Silante están plegados con una dirección dominante N50°E y buzamientos mayores de 40° hacia el Noroeste. Las rocas del Grupo Chota muestran evidencia de una fuerte actividad tectónica en la parte inferior (Formación Tumbatú), la que tiene un eje N-S. Las fallas al Oeste del Cotacachi y la falla de Ponce, tienen un rumbo nor-noreste; además se encuentran otras fallas con rumbos noroeste, norte-sur y la falla del Río Palacara que tiene un rumbo Este-Oeste. Entonces la dirección de deformación dominante en el área tiene un rumbo Noreste, que afectó fuertemente a las Formaciones Ambuquí y Macuchi y probablemente también determinó el eje de deformación de los sedimentos de la Formación Silante.

Las fallas al Oeste del Cotacachi indican que los esfuerzos que producen una deformación con rumbo Noreste, probablemente se reactivaron durante el Cuaternario y es posible que continúen actuando hasta el presente.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Durante una orogenia del Paleozoico (Superior?) lutitas ricas en material orgánico, intercalados con areniscas, junto a lavas volcánicas masivas fueron metamorfizadas, formando la Formación Ambuquí. Durante el Mesozoico Superior, se desarrolló un arco-isla al Oeste (Formación Macuchi); la erosión de estas rocas originó los sedimentos volcánicos (Formación Silante) en una cuenca marginal. Durante el Terciario Superior se depositaron los sedimentos continentales (Grupo Chota). La actividad tectónica que se desarrolló con un nuevo arco volcánico, afectó a las rocas del Grupo Chota, plegándolas y fracturándolas. El volcanismo llegó a su apogeo durante el Pleistoceno con la presencia de los estrato-volcanes que han generado la mayor parte de las rocas que afloran en la Hoja. Estos fueron erodados fuertemente por la actividad glacial pleistocénica y permitieron la formación de potentes flujos de lodo. Movimientos epirogénicos, permitieron la formación de terrazas a lo largo de los ríos principales, y la erosión continúa dando lugar a sedimentos coluviales y aluviales.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Se localizaron áreas con pirita diseminada dentro de la Formación Silante y también dentro del Batolito de Apuela-Nanegal. En las fracturas de las rocas en toda el área mapeada, es frecuente encontrar yeso secundario en vetas de pocos centímetros de espesor sin ningún valor económico. En Salinas, se sigue explotando rudimentariamente la sal que se encuentra diseminada dentro de la ceniza volcánica que cubre gran parte del área. Los travertinos de los sedimentos lacustres, en la desembocadura del Río Tahuando en el Río Ambi, fueron explotados con el objeto de conseguir cal; en la actualidad, las canteras están abandonadas por la ausencia de material en cantidades volumétricas apreciables. En Chachimbiro (78°15’ W, 0°29’ N) salen aguas termales.

REFERENCIAS

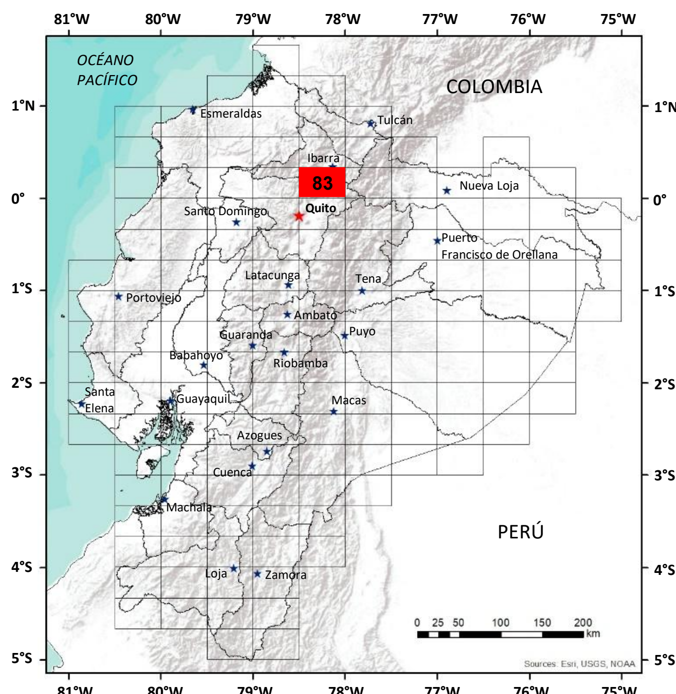
BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International, Vol. V. Fasc. 5a 2 Ecuador (2a Edición). Centre National de la Recherche Scientifique, París.

HENDERSON W. G. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. Jour. Geol. Soc. Londres, Vol. 136.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Quito.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía Micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. SNGM e IFP, Quito.

TSCHOPP H. J. (1948) Geologische skizze von Ekuador. Bull. Ass. Swiss. Geol. Ing. Petrol. 15, N°48



HOJA GEOLÓGICA-83
OTAVALO (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Otavalo se localiza en su mayor parte en el Valle Interandino en el Norte del país. Las elevaciones varían entre los 2500m a los 4100m, y el clima desde seco al frío de páramo; las mayores precipitaciones son en los meses de enero hasta abril. La vegetación está acorde con su clima, desde bosques subtropicales hasta paja y musgos. La principal vía de acceso es la carretera Panamericana Norte, y la población se ha concentrado en el Valle Interandino en Otavalo, Cayambe y otros pueblos.

GEOLOGÍA

En la zona afloran rocas cretácicas volcano-sedimentarias y metamórficas de la Formación Macuchi, depósitos sedimentarios de las Formaciones Silante y Yunguilla, cuyas edades varían del Cretáceo Superior al Paleoceno. Recubriendo gran parte del área se encuentran depósitos volcánicos plio-cuaternarios.

Formación Macuchi (KM) (Cretáceo): Anteriormente conocida como la Formación Diabasa-Porfirita (Sauer, 1965), el nombre Formación Macuchi fue introducido en la Hoja Machachi (66). Las rocas predominantes son los sedimentos volcanoclásticos y las lavas. Los volcanoclásticos son de grano grueso con clastos constituidos por cuarzo y rocas volcánicas. Sedimentos silíceos se encuentran interestratificados; son de color gris-verde violáceo de hasta 80m de potencia. Las lavas son andesitas verdes, mesocráticas, compactas, con fenocristales de plagioclasas y epidota, cementados por una matriz fina compuesta de vidrio volcánico. Intercaladas en estas rocas se encuentran calizas en estratos delgados.

La Formación Macuchi subyace en contacto normal con la Formación Silante y en contacto fallado con la Formación Yunguilla. Los fósiles encontrados en esta Formación en otras áreas han permitido datarle como Cretáceo (al Eoceno?) (Bristow y Hoffstetter, 1977); tiene una potencia de 3000m.

Los metavolcánicos y metasedimentos Perlabí ($K_{M'}$) están constituidos por meta-andesitas, pizarras y esquistos. Los afloramientos más representativos se localizan en el Río Perlabí. Las meta-andesitas son de color verde, grano fino a medio, con fenocristales de feldespatos y sericita. Las pizarras y esquistos son grises, verdes y violáceos y presentan una estratificación bien definida con dirección N-S, buzando al Este con ángulos hasta 70°. La base de este complejo metamórfico no se observa, pero el conjunto está considerado como parte de la Formación Macuchi.

Formación Silante (K_S) (Cretáceo Superior): Previamente llamada Formación Cayo Rumi (Mapa Geológico, 1969) estos sedimentos fueron luego denominados como Formación Silante (Hoja de Machachi (66)) por ser diferentes a los de la Cayo Rumi del área tipo. La Formación está constituida por conglomerados polimícticos y lutitas rojas. Los conglomerados contienen clastos de andesitas, chert, cuarzo y rocas volcánico-sedimentarias verdes, similares a las de la Formación Macuchi, en una matriz limo arenosa. Al tope de la Formación se encuentran lutitas rojas de dirección Noreste-Suroeste, buzando al Este. En el área la base de la Formación descansa sobre la Formación Macuchi, el tope subyace a la Formación Yunguilla. La edad ha sido determinada como del Cretáceo Superior; el espesor aflorante sobrepasa los 1200m.

Formación Yunguilla (K_7) (Cretáceo Superior (Maestrichtiano)): La Formación está constituida de una alternancia de argilitas, sedimentos silicificados y areniscas. Las argilitas se presentan en estratos compactos, de color gris a gris verdoso; los sedimentos silicificados predominantes son de color negro en bancos de 4-6m de potencia; interestratificadas se encuentran capas decimétricas de areniscas calcáreas de grano fino a medio. La dirección de este conjunto es noreste-suroeste, buzando fuertemente al Este. Basado en microfósiles Faucher (1971) le da una edad maestrichtiana; el espesor aflorante sobrepasa los 1000m.

Volcánicos de Angochagua (Pl_{An}) (Plioceno): Constan de lavas, brechas volcánicas y tobas derivadas de erupciones pliocénicas del Angochagua. Las lavas son andesitas y basaltos, de color gris, compactas, grano fino a medio, constituidas por fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y ortopiroxenos. Las brechas volcánicas están constituidas de andesitas de color gris al rojo, con matriz fina. Las tobas son de color crema, están constituidas por fragmentos de andesitas y pómez. El espesor total de estos volcánicos sobrepasa los 1200m.

Volcánicos Indiferenciados (Pv) (Pleistoceno): Se localizan al Sur de la Hoja a lo largo del cauce del Río Pisque; están constituidos de lavas, aglomerados y tobas. Las lavas son andesitas verdes, mesocráticas, compactas, grano fino, con fenocristales de feldespatos en una matriz de vidrio volcánico; los aglomerados están constituidos por fragmentos de andesitas y escoria volcánica. En la parte superior se encuentran las tobas de color anaranjado-amarillento. Donde no aparecen los volcano-sedimentos San Miguel, estos depósitos subyacen concordante y transicionalmente a los Sedimentos Chiche. El espesor sobrepasa los 200m, estos volcánicos quizás pueden ser derivados del centro volcánico erodado de Puntas, al Sureste.

Volcano-sedimentos San Miguel (Ps) (Pleistoceno): Están constituidos de lutitas tobáceas, tobas y areniscas, el origen de las cuales posiblemente tenga relación con las erupciones antiguas del Mojanda y Pululahua. Las lutitas tobáceas se presentan compactas, bien estratificadas, color café claro, el espesor estimado es de 80m; las tobas delgadas presentan un color café obscuro y son intercaladas con areniscas de grano medio a grueso de color gris. Estos depósitos tienen dirección Noreste-Suroeste, buzando al Este a 20°. La base de esta secuencia no se observa en la Hoja, el tope subyace discordantemente en los Sedimentos Chiche (Hoja de El Quinche (84NW)).

Sedimentos Chiche (PCh) (Pleistoceno): De la base hacia arriba se encuentran constituidos por: conglomerado, toba aglomerática, microconglomerado y brecha volcánica, en forma de mantos rítmicos y bien estratificados. Los conglomerados están constituidos de cantos de andesitas de color gris al rojo, las tobas aglomeráticas por guijas de andesitas violáceas, microconglomerados por cantos de andesita en una matriz arenosa, y las brechas volcánicas por fragmentos de andesitas, subangulares a angulares. Los Sedimentos Chiche descansan concordantemente y en forma casi horizontal sobre los Volcánicos Indiferenciados; el espesor total sobrepasa los 100m.

Sedimentos Desordenados (sd) (Pleistoceno): Se trata de una secuencia de sedimentos desordenados, localizados en la Cuenca de Guayllabamba; están constituidos de lutitas tobáceas, areniscas y tobas. Las lutitas tobáceas son de color café claro, las areniscas son gris-obscuras, grano fino a medio, y las tobas de color café claro; se presentan fuertemente plegadas y falladas. El origen de estos depósitos probablemente se debe a deslizamientos durante y después de la sedimentación.

Volcánicos del Cotacachi (P_{Co}) (Pleistoceno): Al Noroeste de la Hoja se encuentran capas de brechas volcánicas, piroclastos y flujos de lava, originados por erupciones del Volcán Cotacachi. Las andesitas son grises-rojizas, compactas, de grano medio con fenocristales de plagioclasas y biotita en una matriz vidriosa. Las brechas volcánicas se presentan como rocas compactas constituidas de andesitas; los productos piroclásticos cubren a las lavas y brechas volcánicas, están constituidas por fragmentos de pómez y lapilli, son de color amarillento a blanquecino. El espesor total sobrepasa los 2000m.

Volcánicos del Mojanda (P_{Mo}) (Pleistoceno): Los volcánicos del Mojanda están constituidos de lavas, aglomerados y brechas volcánicas. Las lavas son andesitas y basaltos mesocráticos, compactos, de grano fino a medio, con fenocristales de plagioclasas y piroxenos; los aglomerados contienen fragmentos angulares de andesitas porfiríticas, en una matriz arenosa; las brechas están constituidas en su mayor parte de andesitas, con matriz fina. El espesor de este complejo volcánico sobrepasa los 1200m.

Volcánicos del Imbabura (P_{Im}) (Pleistoceno): Están constituidos de lavas, aglomerados y lahares. Las lavas son andesitas mesocráticas, compactas, de grano fino a medio con fenocristales de plagioclasas y ortopiroxenos en una matriz vidriosa. Los aglomerados están constituidos por fragmentos de rocas volcánicas, redondeadas a angulares. Los depósitos laharíticos se han desplazado a lo largo de las pendientes hasta las llanuras. El espesor total de los Volcánicos del Imbabura sobrepasa los 700m.

Volcánicos del Cusín (P_{Cu}) (Pleistoceno): Consisten en una caldera, modificada por los glaciares pleistocénicos, y abierta al Noroeste (Hall, 1977). Las lavas son andesitas y basaltos mesocráticos, compactos, de grano fino a medio, con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos y ortopiroxenos, en una matriz vidriosa. Los piroclastos están constituidos por fragmentos de pómez y lapilli de color blanco amarillento. El espesor del producto volcánico del Cusín sobrepasa los 1000m.

Brechas Volcánicas (br) (Pleistoceno): Probablemente deban su origen a erupciones de los Volcanes Cotacachi e Imbabura, acarreadas y depositadas posteriormente por los glaciares pleistocénicos en los cauces de los ríos y quebradas. El nivel inferior es una brecha volcánica, constituida de clastos de andesita de color gris a violáceo, con matriz arenosa. El nivel intermedio está constituido de tobas y arenas de color amarillento, el nivel superior es otra brecha volcánica. El espesor total aflorante de este material volcánico sobrepasa los 40m.

Volcánicos del Cayambe (Q_Y) (Cuaternario): Están constituidos de lavas, brechas volcánicas, aglomerados y piroclastos. Las lavas son andesitas mesocráticas, compactas, de grano fino a medio, con fenocristales de plagioclasas, ortopiroxenos y clinopiroxenos en una matriz vidriosa. Las brechas volcánicas están constituidas de fragmentos de andesitas subangulosas, bien compactas. Los aglomerados contienen cantos y bloques de andesitas, en una matriz arcillosa; los piroclastos están representados por un mato de fragmentos de pómez, blanco amarillento y se encuentran intercalados con Cangagua. El espesor aflorante sobrepasa los 600m.

Cangagua (Q_C) (Cuaternario): La Cangagua es un depósito de toba volcánica y ceniza, generalmente de un espesor uniforme. En la base de estos depósitos se encuentran piroclastos de piedra pómez, en capas de 2-4m de espesor. La toba es de grano fino a medio, de color amarillento; cubriendo a estos depósitos se encuentra la ceniza de color variable de gris a amarillento. La Cangagua descansa concordantemente sobre los Sedimentos Chiche. Según Bonifaz (1972) hay evidencia que la deposición principal de la Cangagua se remonta a más de 12500 años, pero se podría considerarle como Cuaternario en general; en ciertos lugares el espesor sobrepasa los 80m.

Depósitos Glaciales (dg) (Cuaternario): Son depósitos acarreados por los glaciares de los Volcanes del Cotacachi, Imbabura, Cusín y Cayambe. Están representados por morrenas y fluvio-glaciales.

Volcánicos del Pululahua (H_P) (Holoceno): Se encuentran constituidos por lavas, aglomerados, piroclastos, toba y ceniza. Las lavas están representadas por andesitas, dacitas y riodacitas compactas, textura afanítica, constituidas de plagioclasas y hornblenda, en una matriz vidriosa. Los aglomerados están constituidos de fragmentos de lava con matriz arenosa; tienen una edad de más de 6750 años. Los piroclastos están constituidos por piedra pómez con intercalaciones de toba amarillenta; la ceniza joven, gris a amarillenta tiene una edad de sólo 2300 años A.P.

Depósitos Laharíticos (lh) (Holoceno): Estos depósitos se han formado por una mezcla rápida de escombros de material volcánico y agua, que se han desplazado a lo largo de las pendientes del Volcán Imbabura, al Oeste de Cayambe, y al Oeste y Noroeste del Pululahua. Están constituidos por fragmentos de rocas volcánicas redondeadas a angulosas, de tamaño variable hasta 1m, con matriz fina.

Terrazas (t-1-4) (Holoceno): Se han diferenciado hasta cuatro niveles de terrazas y en la mayoría se encuentran como basamento los depósitos laharíticos, intercalados con tobas y cenizas.

Depósitos Lagunales (W) (Holoceno): Están relacionados con la actividad de los glaciares, y constituidos por limos y arenas con la presencia de ciertos cantos de roca volcánica.

Depósitos Coluviales (c) (Holoceno): Los principales depósitos se encuentran al Suroeste donde el material está constituido de arena y Cangagua. Conos de deyección se encuentran sobre las zonas bajas del Volcán Imbabura, constituidos de rocas volcánicas de tamaño variable.

Depósitos Aluviales (Holoceno): Estos depósitos se localizan en las márgenes de los ríos principales.

ESTRUCTURA

En la Hoja se encuentran importantes fallas: la de Pomasqui de dirección NE-SW, probablemente es la que originó la formación del Valle de San Antonio de Pichincha; la Falla de Guayllabamba quizás ha sido la causa principal de la formación de la Depresión del Guayllabamba; al Occidente se encuentra una falla de dirección NNE-SSW que separa las Formaciones sedimentarias cretácicas de los depósitos del Cuaternario. Gran parte de la Hoja se encuentra dentro del Valle Interandino, limitado por fallas de dirección Norte-Sur. Además, existen muchas fallas de orden secundario, cubiertas por depósitos volcánicos.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Cretáceo la cuenca marina fue escenario de volcanismo y sedimentación (Formación Macuchi). Luego se originaron levantamientos acompañados por fuerte erosión local y deposición de conglomerados y sedimentos finos (Formación Silante); más tarde se produjo acumulación de sedimentos marinos (Formación Yunguilla). En el Plioceno habían ocurrido extrusiones de lavas (Volcánicos de Angochagua). En el Cuaternario se produjo una intensa actividad volcánica (Mojanda, Cotacachi, Imbabura, Cusín y Cayambe).

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Los depósitos del material volcánico constituyen fuentes de material de construcción. Los Sedimentos Chiche pueden ser utilizados para la elaboración de hormigón; los piroclásticos del Pululahua se pueden utilizar en la elaboración de bloques y adoquines. Existe al Occidente de la Hoja una pequeña mina de yeso para la industrialización de pintura.

REFERENCIAS

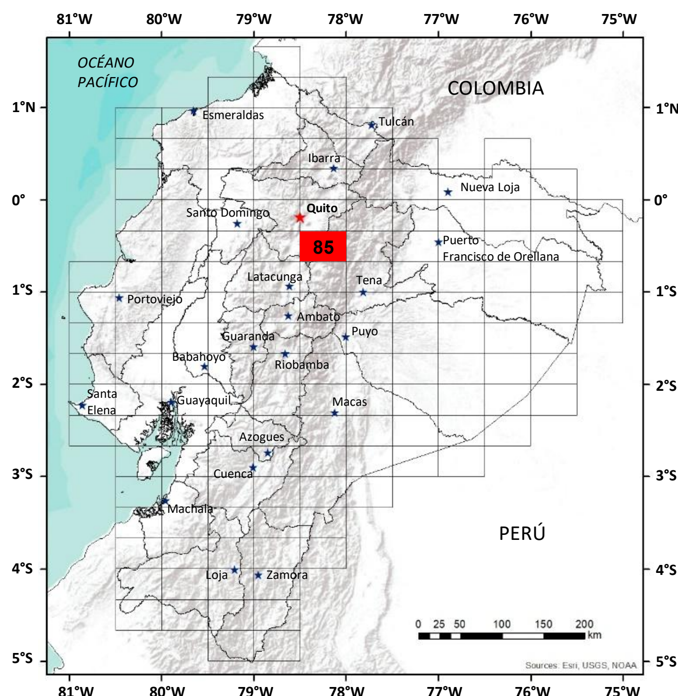
BONIFAZ E. (1972) Microlitos arqueológicos, Quito.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International, Vol V, Fasc. 5a 2, Ecuador (2a Edición). Centre National de la Recherche Scientifique, París.

FAUCHER B., VERNET R., BIZON G., BIZON J., GREKOFF., LYS M., SIGAL., (1971) Formaciones Sedimentarias en el Ecuador. Un estudio estratigráfico y paleontológico. Bur. d'etudes ing. et de coop. del'Inst. Franc. du Petrole (BEICIP)

HALL M. (1977) El Volcanismo en el Ecuador, IPGH, Quito

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-85
PÍNTAG (1986)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Píntag se ubica a pocos kilómetros hacia el Sureste de la ciudad de Quito, los límites geográficos vienen dados por las coordenadas: 78°00' longitud Oeste y 00°40' latitud Sur, se incluye en su extensión parte de la Cordillera Real, valles interandinos y varios volcanes con nieves perpetuas.

La parte Oeste y Noreste de la Hoja cuenta con buenas vías de acceso, no así las partes Central y Oriental donde la accesibilidad es escasa e incluso nula.

Hidrográficamente la zona puede dividirse en dos vertientes: la Oriental y la Occidental, en la primera son importantes las subcuencas de los ríos Papallacta, Quijos y Antisana, y en la segunda la del río Pita.

La situación geográfica y las épocas del año inciden directamente en el clima de la zona, por ejemplo, en los volcanes con nieve perpetua y zonas aledañas la temperatura varía desde algunos grados centígrados bajo cero hasta 10°C y en las zonas más bajas hasta aproximadamente 20°C.

En la Hoja predomina el siguiente tipo de clima:

Clima seco en la parte Noroeste con una precipitación de 500 a 1000 mm promedio anual, clima mesotérmico semihúmedo en la parte central con precipitaciones de 1500 a 2000mm promedio anual y clima de páramo en la parte Oriental, con una precipitación de 2000 a 3000 mm promedio anual. Existe en la Hoja tres zonas fácilmente diferenciables en cuanto a cultivos y vegetación, una amplia superficie de cultivos en la parte Noroeste, extensos pajonales al centro y finalmente vegetación alta y espesa hacia el Oriente.

GEOLOGÍA

Afloran rocas cuyas edades varían desde el Paleozoico hasta el Holoceno, se puede distinguir un basamento metamórfico en el Oriente, luego rocas volcánicas compuestas por lavas intermedias con intercalaciones de piroclásticos en la parte central y rocas volcánicas jóvenes del tipo andesito-basálticas con recubrimiento piroclásticos hacia el Oeste.

Grupo Llanganates (P_{ZL}) (Paleozoico): Toma el nombre de la Cordillera Llanganates, a este grupo corresponden las Formaciones denominadas Cuyuja y Baeza de Oeste a Este, en la Hoja se encuentra la primera de las Formaciones nombradas y consta principalmente de esquistos ácidos a intermedios con intercalaciones de esquistos verdes y filitas grafitosas, micaesquistos con granate, esquistos cloríticos, gneis y en menor escala cuarcitas. En general el grado de metamorfismo aumenta de Este a Oeste desde las subfacies con almandino hasta clorita de la facies de esquistos verdes, puede también notarse en forma intercalada la presencia de rocas de diferentes grados de metamorfismo debido posiblemente a desplazamientos tectónicos. Las rocas del grupo Llanganates son el basamento sobre el cual se depositaron discordantemente rocas volcánicas de la Formación Pisayambo.

Formación Pisayambo (PL_{P}) (Mio-Plioceno?): Kennerley (1971) la denominó así por los afloramientos encontrados cerca de la Laguna de Pisayambo a 30km al SE de Latacunga. La Formación consiste de una potente secuencia volcánica que cubre a manera de manto una gran extensión en la Cordillera Real. Esta Formación ha sido dividida en dos partes una inferior y otra superior, en la primera predominan piroclásticos, brechas gruesas y conglomerados, en la segunda predominan flujos de lava andesítica-basálticas masivas.

Las muestras analizadas petrográficamente indican variedades de rocas andesíticas con intercalaciones de microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico, por lo general presentan textura fluidal. Los basaltos contienen hiperstena, augita y vidrio volcánico.

Kennerley (1971) considera a esta Formación de edad paleogénica, pero actualmente se le asigna al Plioceno. Según la Hoja Geológica de Ambato la Formación Pisayambo tiene una potencia de 1500m, pero se supone que podría llegar a exceder los 2000m.

Formación Chiche (PCh) (Pleistoceno?): En la Hoja Geológica San Antonio de Pichincha, escala 1:25000 se distinguen varias unidades geológicas dentro de esta Formación, debido principalmente a la aportación de materiales que provienen de diferentes fuentes: para objeto de estudio, en la Hoja citada se ha dividido la Formación en cuatro unidades denominadas: Chiche Basal, Chiche Inferior, Chiche Medio y Chiche Superior. En el área de estudio, los afloramientos encontrados pueden darnos criterios para considerar que pertenecen posiblemente a la unidad Chiche Basal.

Los afloramientos presentes en el área se hallan constituidos desde la parte inferior a la superior de grano medio, conglomerados con cantos de roca volcánica de hasta 50cm de diámetro, una capa de piroclásticos de aproximadamente 1m de espesor, nuevamente conglomerados con abundancia de cantos en matriz tobácea. Generalmente los sedimentos Chiche se encuentran cubiertos por una gruesa capa de cangagua. Dos afloramientos importantes se han localizado en el área de estudio en los siguientes puntos c. (9395; 6280) y c. (9140:5575).

La edad asignada a estos sedimentos, por los estudios realizados de un pedazo de madera encontrado en el valle del río San Pedro en el contacto Cangagua, sedimentos Chiche, es del Pleistoceno y la potencia máxima es 200m.

Volcánicos Antisana (P_{An}) (Pleistoceno-Holoceno?): El Volcán Antisana se localiza a los 78°08' Longitud Oeste y 0°27' Latitud Sur, en el límite provincial entre Pichincha y Napo aproximadamente a 55km al Sureste de la ciudad de Quito, su máxima elevación tiene 5705m, en el filo de una vieja caldera, remanente de un enorme estratovolcán ha crecido un cono más joven. El zócalo del volcán está formado por lavas dacíticas las mismas que afloran en el cerro Urcucuy a 14km hacia el Oeste del Antisana. La parte meridional del volcán ha sido sometida a una intensa erosión glaciar. La actividad más antigua de la zona está representada por andesitas y dacitas, según Hantke y Parodi (1966). En los flancos del volcán y en forma radial, se nota la presencia de varios flujos jóvenes, el mayor mide 5 km aproximadamente y se localiza hacia el Suroeste. En una amplia zona aledaña al volcán se destacan los flujos de lava denominados Antisanilla, Potrerillos y Cuzcungo que representan lo más joven de la actividad volcánica. El flujo Antisanilla se originó de un vento en la quebrada Guapal al Sur de Píntag, mide aproximadamente 11km de largo por dos de ancho, según Wolf (1892) la erupción se produjo en el año 1780.

El flujo de Potrerillos mide aproximadamente 8.5km de largo por 0.7km, esta erupción según Reiss (citado por Wolf, 1892) se produjo en 1773, el flujo Cuzcungo mucho más pequeño que los anteriores datan de una fecha posterior. La composición de todos estos flujos es la misma, dacita con olivino, augita, plagioclasa, hiperstena y cuarzo, los flujos se originaron en fallas a manera de derrames lávicos sin erupciones violentas.

Volcánicos Sincholagua (Psn) (Pleistoceno-Holoceno?): Se ubica en los 78°22' Longitud Oeste y 0°30' Latitud Sur aproximadamente a 40km al Sureste de Quito. Los Cerros Curiquingue y Maurarodeo sirven de unión entre los edificios más antiguos de los volcanes Sincholagua y Antisana, esta vieja estructura está conformada por andesita piroxénicas con elevado porcentaje de cuarzo dando un tipo de roca relativamente ácida.

La forma cónica del volcán ha desaparecido casi totalmente a causa de la intensa erosión glaciar a la que ha sido sometido durante el Pleistoceno, originando en los flancos del volcán profundos nichos y quebradas.

Andesitas piroxénicas, anfibólicas y biotíticas son las rocas representantes de las actividades más modernas del volcán y parece que la presencia de bloques de dacitas es el testigo de la última fase de actividad volcánica.

Volcánicos Rumiñahui y Pasochoa (P_{Ps}) (Pleistoceno-Holoceno): Estos volcanes se hallan ubicados aproximadamente a 78°30' Longitud Oeste y 0°32' Latitud Sur; 78°29' Longitud Oeste y 0°28' Latitud Sur, a 30 y 20 km al Sur de la ciudad de Quito respectivamente. Se alinean conjuntamente con el volcán Ilaló a lo largo de una gran falla, de dirección aproximada N-S, se nota que los tres tienen sus calderas colapsadas hacia el Oeste. La masa rocosa de estos volcanes está constituida por andesitas piroxénicas, se observa además la existencia de filones de basaltos que atraviesan en forma vertical y transversal los estratos de lavas y piroclásticos tanto en el uno como en el otro, son basaltos feldespáticos con pequeñas cantidades de olivino.

Volcánicos Cotopaxi (Qx) (Pleistoceno-Holoceno?): El Cotopaxi se encuentra ubicado en los 78°26' Longitud Oeste y 00°41' Latitud Sur, aproximadamente a 35km hacia el Noreste de Latacunga.

Es un gran estratovolcán cuyo cono está formado por lavas y productos piroclásticos, el edificio se destaca en una vasta planicie formada por inmensos lahares provenientes del mismo volcán. Existe un doble cráter, el interior y más joven se formó a principios de siglo, el exterior se formó sobre un antiguo volcán del que queda como remanente el pico Morurco en el flanco Sur.

La expedición Checo-Polaca de 1972 (Hradecka L. et al.) establece una secuencia volcánica desde la más joven a la más antigua así:

-Complejo Ingaloma, presente en el flanco Norte, consta de brechas volcánicas, tobas y pómez.

-Complejo Morurco, en el flanco Sur, consta casi exclusivamente de andesitas.

-Complejo Salitres, presenta una secuencia de tobas dacíticas y andesíticas.

-Complejo Aminas, consta principalmente de aglomerados y lavas dacíticas.

Sobre esta secuencia temprana de formación del volcán se pueden distinguir flujos modernos que datan de los años 1853 a 1870. El zócalo del volcán se encuentra formado por tobas poco consolidadas, conglomerados y lavas ácidas del tipo andesita-biotítica.

Depósitos Glaciares (dg) y Fluvioglaciares (gu) (Pleistoceno-Holoceno?): Se los encuentra principalmente en los valles formados sobre rocas de la Formación Pisayambo y en las faldas de los volcanes Sincholagua, Rumiñahui y Pasochoa, estos depósitos constan fundamentalmente de barros, arenas y bloques de variado tamaño y forma distribuidos caóticamente. Los fluvioglaciares cubre áreas extensas y presentan morfologías semiplanas, sus materiales se depositan con una cierta clasificación.

Depósitos Laharíticos (Lh) (Holoceno?): Se destacan por su volumen y área de recubrimiento, los flujos provenientes del Cotopaxi, se nombra por su tremenda acción devastadora, los lahares que se produjeron en la erupción del 26 de junio de 1877. Las enormes masas sueltas depositadas durante las erupciones en las faldas de los volcanes son acarreadas por aguas torrenciales del deshielo y se precipitan hacia los terrenos bajos donde se depositan. En la parte Norte del Cotopaxi se encuentran flujos escalonados de lavas cubiertos por extensos mantos laharíticos.

Terrazas (t-1-3): Se encuentran pocas terrazas en la Hoja, principalmente en el extremo Noreste; con excepción de las que se ubican en las faldas orientales del Antisana que presentan superficies aterrazadas formadas por coladas de lava basáltica de composición conglomerática formada por cantos, gravas, arenas y limos.

Depósitos Coluviales y Aluviales (Holoceno?): Se presentan aisladamente en la Hoja, están relacionados con desprendimientos de material debido a la acción de fallas y fracturas en el caso de los coluviales y al arrastre y depositación de los ríos en el caso de los aluviales, en los primeros el material es heterogéneo en el tamaño y la depositación, en los segundos existe una clasificación grosera.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los complejos rocosos aquí mencionados se hallan dispuestos en franjas más o menos regulares que se extienden de Norte a Sur. En las rocas metamórficas la foliación presenta rumbos en una dirección predominante Norte-Sur y fuertes buzamientos. Las rocas volcánicas presentan sus direcciones de flujo en sentido radial a partir de los centros volcánicos.

Fallas: Existen tres fallas regionales importantes, la una atraviesa la Hoja en sentido Noroeste-Sureste pasando junto a la población de Selva Alegre y por el río Antisana, en partes pone en contacto las rocas volcánicas modernas con las pliocénicas de la Formación Pisayambo y en el Sur éstas con las rocas metamórfica del Grupo Llanganates.

Otra falla atraviesa a lo largo del río Quijos en sentido Este-Noreste-Oeste-Suroeste desde el extremo oriental de la hoja hasta la parte Sureste de la laguna Micacocha y limita en parte las rocas volcánicas del Antisana y las rocas metamórficas.

Una tercera falla importante se considera la que atraviesa a lo largo del río Papallacta en sentido Noroeste-Sureste desde Chalpi hasta el extremo Oriental de la Hoja.

Existen muchas fallas menores que afectan principalmente las rocas metamórficas y las rocas volcánicas pliocénicas.

HISTORIA GEOLÓGICA

La Cordillera Real que pertenece a la Orogenia Varística existió antes que se plegara la Cordillera Occidental y emergiera del geosinclinal epivarístico. Entre las dos cordilleras ha quedado la denominada Depresión Interandina.

Por acción de la Orogenia Varística las rocas sufren fuertes plegamientos y se metamorfizan regionalmente en las partes internas y adyacentes del geosinclinal, además del fallamiento producido permite el ascenso y emplazamiento de intrusiones graníticas. En el período post-orogénico continúa el levantamiento de las zonas montañosas aumentando la erosión y el transporte de material que se deposita en extensas cuencas a ambos lados de la Cordillera Real, este material constituye la denominada Formación Pisayambo.

En una gran cuenca que se extiende desde el Norte de Guayllabamba hasta zonas aledañas al cerro Pasochoa, durante el Pleistoceno se depositaron materiales volcánicos y sedimentarios, los primeros aportados posiblemente por los volcanes Cotopaxi-Sincholagua, Rumiñahui y Pasochoa provienen del Sur y los segundos del Norte y Oeste. Estos materiales se conocen con el nombre de sedimentos Chiche.

La actividad de los volcanes antes mencionados continúa en el Holoceno y sus productos que constan principalmente de lavas andesito-basálticas y en parte dacíticas, cenizas bombas, toba y lapilli, cubren áreas muy extensas en la zona de estudio.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En un área pequeña en el extremo Nororiental, junto a la población de Cuyuja se ha encontrado mineralización de sulfuros principalmente pirita, calcopirita y bornita, en forma diseminada, fundamentalmente en esquistos micáceos. Materiales de construcción pueden ser explotados en muchos lugares de la Hoja donde existen rocas volcánicas.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique-Stratigraphique International Volumen V.

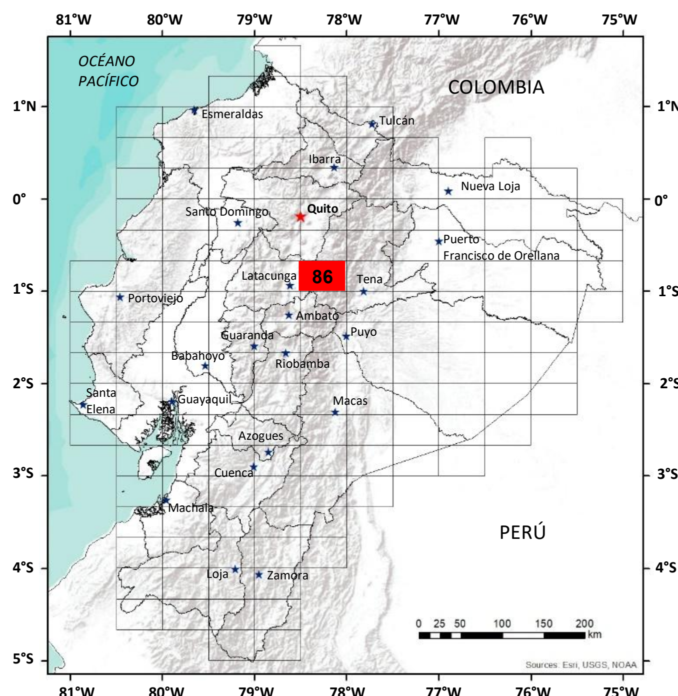
HALL M. (1977) El Volcanismo en el Ecuador

KENNERLEY J. B. (1971) Geología del Área de los Llanganates, Ecuador

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador

TROUW R. (1976) Cuatro cortes para la faja metamórfica de la Cordillera del Ecuador

WOLF (1892) Geografía y geología del Ecuador. Leipzig, Tipografía F. A. Brockhaus.



HOJA GEOLÓGICA-86
CHALUPAS (1986)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Chalupas se encuentra ubicada en la Sierra Central del Ecuador, abarca una pequeña parte de la depresión interandina y la mayor parte del área se ubica dentro de la Cordillera Real, alcanzando cotas superiores a los 4000 metros.

El drenaje se divide en dos direcciones, la una oriental formada por los ríos: Tambo, Chalupas, Langoa y Anatenorio, que desembocan en los grandes ríos orientales que forman parte de la vertiente del Atlántico; y la otra, la parte occidental, con los ríos Alaquez, Illuchi, que drenan sus aguas hacia el Pacífico.

La temporada lluviosa se extiende de noviembre a abril.

Existen carreteras de primer orden, como la Panamericana y gran cantidad de carreteras de segundo orden que unen diferentes poblaciones y caseríos. La población se concentra principalmente en el Valle Interandino en ciudades como: Latacunga, Salcedo, Alaquez, etc.

GEOLOGÍA

El área mapeada está constituida por rocas metamórficas, ígneas (efusivas) y depósitos superficiales; con edades que van desde el Paleozoico al Cuaternario.

Serie Llanganates (P_{ZL}) (Paleozoico): Localizada en el sector Noreste y Sureste de la Hoja, los principales afloramientos se observan en la vía Salcedo-Tena. El afloramiento más representativo se localiza en el sector Tambo de los Leones c. (995-904), constituido fundamentalmente por rocas esquistosas y gneises. Las rocas esquistosas están representadas por esquistos sericíticos y cloríticos, son compactos, su color varía a gris verdoso, están alterados, se rompen fácilmente a través de planos de esquistosidad, entre ellos se presentan lentes, vetas y venas de cuarzo.

Un segundo tipo de rocas lo constituye, una secuencia de gneises bien compactos de color gris verdoso, de estructura bandeada y textura cristalina fina.

Al Oeste, el contacto de las rocas metamórficas con las rocas volcánicas es discordante y al Este fallado, con el granito Abitagua-Guacamayos. En el sector del Río Anatenorio y confluencia en el Río Mulatos los afloramientos presentan una foliación uniforme con un rumbo promedio N-S y buzamientos de 50° a 68° hacia el Oeste.

Batolito Abitagua-Guacamayos (G) (Jurásico?): Constituye uno de los Batolitos más grandes del país, dispuestos a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Real. El nombre fue aplicado por W. Sauer (1950), encontrándose los afloramientos mejor expuestos en el cerro Abitagua y al Norte del Puyo.

Al sureste de la Hoja aflora una extensa área, principalmente en la cuenca del Río Verdeyacu.

El intrusivo se presenta como una roca compacta de estructura holocristalina y textura hipidiomórfica; análisis microscópicos indican que está constituido de cuarzo, feldespato potásico y un pequeño porcentaje de biotita.

La edad según dataciones radiométricas, en el área del Río Pastaza, ha sido determinada en 173 ± 5 Ma Rb/Sr-Wr3, M. (Helpen, 1978, comunicación personal; Explicación del Mapa Geológico del Ecuador, publicado por la Dirección General de Geología y Minas, 1982), 176 ± 7 Ma K/Ar-Biotita. Hall y Calle (Revista Técnica Científica, Politécnica Nacional, 1981) sugieren una edad para el cuerpo intrusivo de Jurásico Medio.

Grupo Margajitas (PM_{ZM}) (Cretáceo Superior-Maestrichtiano): Se toma su nombre del Río Margajitas situado entre los 3 y 6 kilómetros al Oeste del Río Topo y comprende: filitas negras compactas, filitas calcáreas y cuarcitas; con un espesor aproximado de 1000 metros, está situado en la margen occidental de la zona subandina, hallándose en contacto fallado en el flanco oriental, por el cuerpo intrusivo Abitagua-Guacamayos y al occidente por la serie metamórfica Llanganates.

Estructuralmente se lo define como un graben que se prolonga hacia el norte atravesando la Hoja Chalupas por el lado oriental.

En el área Baños-Puyo estas rocas fueron correlacionadas con las de la Formación Pumbuiza debido a su semejanza litológica.

En el Río Mulatos (Hoja San José de Poaló) aflora este grupo y se describe como una sucesión de pizarras negras ligeramente filíticas y areniscas cuarcíticas piritosas de grano fino a medio, notándose ausencia de clivaje y esquistosidad. Este grupo presenta un azimut de rumbo 175° y buzamiento 30° hacia el Oeste.

Tschopp, atribuye la edad al Carbonífero Superior, aunque estudios posteriores nos dan a conocer que estas rocas resultan como producto de las Formaciones sedimentarias cretácicas del Oriente, por lo que se las ubica dentro del Cretácico Superior-Terciario.

Formación Pisayambo (MPlP) (Plioceno): Nombre tomado de la Laguna Pisayambo situada 30 kilómetros al Sureste de Latacunga (Kennerley J. B., 1971), esta Formación se extiende desde las cercanías al río Pastaza hasta más de 60 kilómetros al norte, litológicamente está constituida por grandes volúmenes de lavas y piroclastos gruesos.

Los afloramientos mejor expuestos se encuentran en el carretero Salcedo-Tena y al Noreste de la Hacienda Langoa c. (988-918), las lavas están constituidas por andesitas basálticas porfiríticas de color gris claro, con fenocristales de plagioclasas de forma alargada, minerales obscuros, cuarzo, micas, etc., están parcialmente diaclasadas, están cubiertas por material piroclástico, el cual consiste de aglomerados de forma subangular a redondeados, constituidos por clastos de pómez, arena y fragmentos de material volcánico de composición intermedia, su diámetro varía entre 1 y 30 centímetros.

La estratificación de los piroclastos se presenta casi horizontal en toda su extensión, mientras las lavas están inclinadas hacia el Oeste con ángulos superiores a 15°.

Las rocas de esta Formación descansas discordantemente sobre las rocas metamórficas de la Cordillera Real y en la parte occidental de la Hoja están suprayacidas por depósitos volcánicos más jóvenes.

El espesor aproximado de esta formación se ha estimado en 1000 metros.

La ubicación de los ventos que proporcionan el material volcánico no se conoce, pero se cree que los ventos han sido de tipo fisurales y no centrales debido a la gran extensión lateral del grupo Pisayambo. Es posible que los ventos yacen a un lado del presente afloramiento y hay dos cuellos volcánicos compuestos de andesita basáltica dentro de las rocas metamórficas en el Manto Pan de Azúcar al este de Aucacocha (Kennerley 1971, Geology of Llanganates).

Volcánicos Chalupas (PvCh) (Pleistoceno-Holoceno): En el cuadrángulo Noroeste de la Hoja se destaca la macroestructura colapsada denominada como “La Caldera de Chalupas”, que abarca durante su evolución geológica al estratovolcán Quilindaña y como último evento al domo Buenavista. La caldera con un diámetro de varios kilómetros está relacionada con un sistema de fallas longitudinales (N-NE) que pone en contacto las rocas metamórficas con las rocas volcánicas (Pisayambo, Chalupas).

La actividad efusiva precolapso del complejo Chalupas se reduce a un gran aporte de material piroclástico lanzado hasta una extensión de 70 kilómetros de su lugar de origen, especialmente en el Callejón Interandino, sector de Latacunga (La Caldera de Chalupas, Proyecto Geotérmico, INECEL, 1980), se observan coladas de lavas en la orilla izquierda del Río Chalupas y ocupan las partes altas del sector denominado “Huasishinarumi”.

Los piroclastos están constituidos por una toba pumítica no consolidada de color ceniza amarillento, en las partes superior y media.

Microscópicamente se distinguen cristales milimétricos de biotita, plagioclasas y cuarzo con fragmentos de pómez.

Las lavas localizadas en la orilla izquierda del Río Chalupas son de composición intermedia (Andesitas), estructura masiva y textura porfirítica, color gris obscuro cuando está fresca y grisáceo cuando está intemperizado. La potencia visual del afloramiento alcanza los 40 metros.

Una segunda colada de lava aflora en la parte suroriental del río Chalupas, en el sector “Huasishinarumi” representadas por rocas ácidas, poco fracturadas, tipo riolitas, constituidas por cuarzo, biotita y andesitas basálticas con presencia de augita-olivino y plagioclasa de color gris.

La potencia visible de esta colada alcanza los 100 metros.

Volcánicos Quilindaña (PvQ) (Pleistoceno-Holoceno): El estratovolcán Quilindaña con una altitud de 4877 metros está localizado al Sureste del Volcán Cotopaxi, constituye el rasgo geomorfológico más importante de la Caldera de Chalupas.

A. Stübel lo comparó con el afamado *Matterhorn* de los Alpes Suizos debido a la gran actividad glaciar que ha afectado en forma evidente su morfología original.

Los principales afloramientos se localizan en las paredes abruptas que delimitan los extensos valles glaciares, como se puede observar en la quebrada Vallepungo, a 3930 metros, la roca está representada por andesitas piroxénicas de textura porfirítica, constituida por fenocristales de anfíbol y olivino, inestables en la matriz, color gris. Están parcialmente diaclasadas con rumbo N62°E, con buzamientos de 15° hacia el Oeste.

En la Quebrada Chorro Blanco, c. (998-591), cota 4140 metros. La roca es de composición un tanto más ácida que la anterior, tratándose de una andesita con hornblenda y biotita estables en la matriz. No fue detectado cuarzo libre en esta lava (INECEL, 1980), está diaclasada.

Volcánicos Buenavista (PvBv) (Pleistoceno-Holoceno): Al Noreste del Volcán Quilindaña se presenta un domo volcánico el cual por sus características morfológicas y evidencias fotogeológicas presenta la dirección de sus flujos hacia el Noreste y Sureste. Su composición es intermedia, se cree que la pequeña capa de recubrimiento de material piroclástico que está cubriendo a estos volcánicos tenga su origen en una nube ardiente emitida durante la génesis del domo (INECEL, 1980, Proyecto Geotérmico).

Volcánicos Cotopaxi (Qvx) (Pleistoceno-Holoceno): El Cotopaxi con una altitud de 5897 metros es un joven estratovolcán, uno de los más activos en el Ecuador, que ha construido su cono sobre remanentes de un volcán anterior, un ejemplo de esto se el pico satélite Morurco en el flanco Sur.

Estudios realizados por (Wolf, 1892) y Stübel (1887), Meyer (1907), han permitido diferenciar varias coladas de lavas provenientes de la actividad efusiva del Cotopaxi con emisión de flujos piroclásticos ácidos, con pómez anfibólico que rellenaron la parte norte de la Caldera de Chalupas y continúa su actividad, arrojando flujos de Andesita Olivínica y piroclásticos de proyección aérea (ceniza, lapilli de pómez y escoria): se reconocieron lahares que han descendido por los flancos del cono.

Los principales afloramientos se hallan localizados al Norte del Volcán Cotopaxi (Quebrada Limpiopungo) y al Oeste se presentan hasta aproximadamente los 400 metros de altitud.

En el sector suroriental, muchos de los flujos más jóvenes de lavas, están circundando al volcán, así como flujos piroclásticos ácidos de pómez que han rellenado la parte norte de la Caldera de Chalupas.

Según el estudio petrográfico y análisis químico (realizado por la expedición Checo-Polaca, 1972), han clasificado a los flujos que circundan al Cotopaxi en los siguientes grupos: Complejo Aminas: Aglomerados y lavas dacíticas; Complejo Salitre: Secuencia de tobas dacíticas y andesíticas; Complejo Morurco: en el flanco sur, andesitas; Complejo Ingaloma en el flanco norte: brechas, tobas y pómez.

Formación Latacunga (Pleistoceno): La Formación se ha depositado en la planicie de la depresión Latacunga-Ambato, está formada por una gran variedad de depósitos, sedimentos fluvio-lacustres constituidos de limo, arenas, tobas y conglomerados dispuestos irregularmente, con estratificación cruzada.

Suprayaciendo a éstos tenemos un flujo potente de pómez conteniendo clastos angulosos, mal sorteados de diámetro variable entre métricos y decimétricos. Los principales afloramientos se localizan en la quebrada Barrancas c. (778-913) cota: 3280 metros y en los alrededores de Latacunga. La potencia del afloramiento es de 8 metros.

Cangagua (Qc) (Pleistoceno-Holoceno): Se encuentra recubriendo la parte occidental de la Hoja, encontrándose mejor representada en la vía que une la ciudad de Latacunga con la Hacienda Langoa.

El material está constituido por tobas de color café pardusco de origen eólico, composición media a ácida, con presencia de cristales de plagioclasa, hornblenda, cuarzo, biotita, vidrio volcánico, pudiendo suponer que su origen es Andesito-Basáltico: en algunos sectores (Alaquez, Hacienda Cuchitingue, Hacienda Baños) se observa material piroclástico, compuesto de ceniza volcánica, lapilli y arena principalmente.

Depósitos glaciares (dg) (Pleistoceno-Holoceno): Se localizan principalmente hacia el centro y sur de las Hojas Topográficas: Cotopaxi y Laguna de Anteojos, mayoritariamente se presentan sobre la Formación Pisayambo, dando lugar a la formación de amplios valles en forma de "U" donde se han depositado una gran variedad de morrenas y tillitas, fragmentos de tipos andesítico de diferentes tamaños en una matriz limo arcillosa.

Estos depósitos que se originaron en la última glaciación pleistocénica se continúan en la actualidad.

En la Cordillera Central este material aflora en algunos sitios como por ejemplo en el sitio de la Central Hidroeléctrica de Illuchi, en el Río Pansachi, a la altura de la Hacienda Baños, al Norte de Mulaló, etc.

Depósitos fluvioglaciares (gu) (Pleistoceno-Holoceno): El gran volumen de este material se ha depositado a lo largo del valle central andino.

W. Sauer, reconoce tres períodos glaciares separados por tres interglaciales y un período post-glacial. Durante los períodos interglaciales, los ríos cargados por el material de fusión y cargados de sedimentos, desembocaron en el valle central andino, depositando grandes cantidades de sedimentos en lagos temporales y abanicos aluviales, dando origen a la formación de extensas planicies de material fluvio-glacial, las mismas que se localizan en la parte Este y Sureste del Volcán Cotopaxi, lo mismo que en los valles de Langoa y Anatenorio.

Depósitos de lahares (lh) (Pleistoceno-Holoceno): Son flujos de lodo producidos por el derretimiento de la nieve del Volcán Cotopaxi, durante erupciones holocénicas, el más reciente y extenso fue el de 1877, cubriendo las partes bajas del Valle de Latacunga, con su morfología plana característica. El material está constituido de bloques de andesita de tamaño variable entre decimétricos a métricos en una matriz deleznable.

En la zona de estudio estos depósitos de lahares se localizan al sur y sureste del Volcán Cotopaxi.

Depósito lagunar (W) (Pleistoceno-Holoceno): La Hoja de Chalupas se caracteriza por la presencia de una vasta cantidad de lagunas que van desde pequeñas lagunas hasta lagunas de tamaño mediano, las mismas que se han formado como producto de los deshielos de los nevados cercanos (Cotopaxi, Quilindaña) y posiblemente de las glaciaciones. Están constituidos principalmente por limos y arenas.

Depósitos coluviales (c) (Pleistoceno-Holoceno): Formados por material meteorizado y transportado por acción de la gravedad hacia las partes bajas. En las partes inferiores de los conos volcánicos existen extensos depósitos, el material es suelto, de granulometría variable y expuesto al acarreo por la constante acción del agua de los deshielos.

En la parte oriental en el Río Verdeyacu se han localizado pequeños depósitos coluviales.

Depósitos aluviales: Bastante limitados en la zona, formados por el acarreo de material arrastrado por los ríos, el cual queda depositado formando pequeñas terrazas. El material es suelto, regularmente redondeado y de variadas dimensiones.

Generalmente los ríos que desembocan hacia el Oriente forman pequeñas terrazas.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Hoja Chalupas está situada en el costado oriental del denominado "Graben Interandino" encontrándose la zona circundada de centros volcánicos, activos unos, otros en estado latente o apagados, es decir que se trata de una zona eminentemente volcánica, en donde se pudo determinar que los contactos entre las distintas formaciones son discordantes entre sí, ya que se trata de material efusivo terciarios y cuaternario expulsado por los volcanes y que se ha ido depositando sobre rocas cretácicas y paleozoicas que están conformando el núcleo de la cordillera.

Por evidencias fotogeológicas y observaciones de campo se puede mencionar que el área de estudio fue afectada por tectonismo, lo que originó dos sistemas de fallas: un sistema de fallas localizado en la parte media superior de la Hoja tiene un rumbo predominante N22°E, formadas por zonas de fracturas de carácter local, así como de una serie de lineamientos con un rumbo semejante al de las fallas. Las rocas de esta área son lavas (Formación Pisayambo), las mismas que se encuentran diaclasadas en varias direcciones. El otro sistema de fallas se presenta en la parte oriental; en el río Verdeyacu se puede apreciar una serie de fallas y fracturas con una dirección longitudinal Norte-Sur, las mismas que controlan la litología, es decir que sirven de contacto discordante entre las rocas metamórficas de la cordillera y el gran cuerpo intrusivo conocido como granito Abitagua-Guacamayos.

En el Sur de la Hoja, en el valle del Río Anatenorio, se logró determinar una falla con un rumbo Norte-Sur (sitio Tambo de Los Leones). Existe una gran cantidad de fallas secundarias transversales siendo una de ellas la que está situada en la quebrada Barrancas con una dirección NE-SW, otra es la que se localiza en el Río Illuchi, se trata de una fractura de considerable extensión que tiene un rumbo Este-Oeste que avanza probablemente muy cerca del valle de Langoa.

La identificación de fallas en el campo se dificulta mucho por la potente cobertura Cuaternaria sobre todo en las Hojas Topográficas: Cotopaxi y Laguna de Anteojos.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

La morfología actual del terreno es producto de la acción geológica desarrollada en los períodos orogénico y post-orogénico.

En el área de estudio se puede determinar la presencia de tres pisos estructurales bien diferenciados, el **primero** está constituido por rocas metamórficas que forman el núcleo de la Cordillera Real y que posiblemente son de edad Paleozoica, son los únicos representantes de la orogenia varística (W. Sauer); el **segundo** conformado por lavas y piroclastos gruesos Terciarios, que descansan discordantemente sobre las rocas metamórficas de la Cordillera Real (Fm. Pisayambo); y el **tercer** piso constituido por un manto volcánico Cuaternario de gran potencia que ha recubierto gran parte de la Depresión Interandina, con pequeñas sinuosidades en su estratificación resultantes de la sedimentación en terrenos orográficamente irregulares, sin evidencias de haber sufrido movimientos tectónicos intensos.

La historia geológica del área de Chalupas se inicia con el plegamiento del zócalo metamórfico por acción de la orogenia varística, que origina el metamorfismo regional no solamente de la parte interna del geosinclinal sino en la parte de hundimientos adyacentes. Luego del plegamiento de la Cordillera Real, se produce el levantamiento de la parte interna conformándose definitivamente el epigeosinclinal o cinturón de la cordillera, hacia el final del Oligoceno a principios del Mioceno.

El levantamiento produce fallamientos verticales que posiblemente facilitaron la intrusión de masas graníticas a través de una larga evolución geológica.

Con el levantamiento de la zona montañosa se acentúa la denudación y arrastre de grandes masas de material que fueron a depositarse en las Cuencas Interandinas y Perimontañosas hacia el lecho occidental y oriental de la Cordillera Real.

En el periodo post-orogénico los esfuerzos continúan siendo de tipo compresional, lo cual acentúa el levantamiento de las zonas montañosas.

La actividad se torna efusiva con la erupción violenta de grandes volúmenes de piroclastos (nubes ardientes), así como la emisión de lavas andesíticas que conformaron un gran estratovolcán denominado Chalupas. En una fase posterior se realiza el colapso de la caldera causado posiblemente por la evacuación de un gran volumen de material piroclástico que determinó inestabilidad de la columna rocosa situada sobre su cámara magmática somera.

La siguiente etapa evolutiva definida por la construcción del Volcán Quilindaña cuyos materiales que lo conforman debieran ascender por un sistema de fracturas originadas por el colapso.

El tipo de emisión probablemente se define como estromboliano, con emisión desde un cráter central de flujos lávicos tipo andesíticos con evidencias de intensa erosión glaciar?, que afectó mucho su morfología original.

Una gran parte de los materiales erosionados fue transportado al fondo de la caldera, conformándose los depósitos fluvio-lacustres actualmente presentes una vez que la actividad glaciar decrece, se reactiva el vulcanismo con manifestaciones tales como: El Domo Buenavista, flujo lávico Huahui y actividad efusiva del Cotopaxi cuyo producto fue expulsado a través de un cráter en forma de material explosivo.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Materiales de construcción: En la parte Sur y Sureste del Volcán Cotopaxi se localiza una zona de gran extensión constituida por depósitos de material laharítico, bloques de variado tamaño, que sirven como áridos para material para el afirmado de vías.

Otro tipo de material para construcción es la piedra pómez, abundante en la zona, en el sitio Santa Elena existen buenos afloramientos de utilidad para la construcción de bloques.

En el flanco sur del Volcán Cotopaxi y cerca de su pico satélite Morurco, se puede observar indicios de goethita de espesor menor a un metro formado probablemente por meteorización química, lo que podría ser de utilidad en la preparación de colorantes.

El macizo rocoso denominado "Macro Alumis" al Suroeste de la Hoja Topográfica Cotopaxi está constituido por lavas intermedias, este material puede ser empleado como material para el afirmado de vías.

Aguas termales y minerales: Al SW del Cotopaxi, en la Quebrada Paya Baños, cerca de la Unión con la Quebrada Totoras, se logró ubicar "ojos" de aguas termales. En la Hacienda Langoa (frente a la casa de la Hacienda), se ubicó otra fuente de agua termal la misma que puede en el futuro constituirse como indicio para reservorio de energía geotérmica.

Lavaderos auríferos: En la margen derecha del Río Verdeyacu, se pudo determinar la presencia de trazas de oro.

REFERENCIAS

AGUILERA E. (1980) El Proyecto Geotérmico de la República del Ecuador, INECEL, Proyecto Geotérmico.

ALMEIDA E., et al. (1980) La Caldera de Chalupas, un reciente hallazgo vulcanológico, INECEL, Proyecto Geotérmico.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International, Vol. V. Fascicule 5 a2, Ecuador 2a. Edición. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

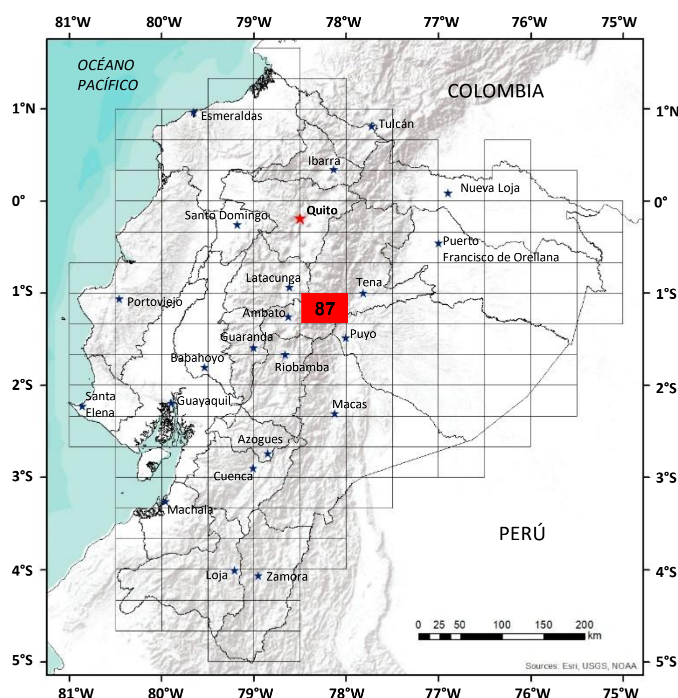
KENNERLEY J. B. (1971) Geology of the Llanganates area, Ecuador. Inst. Geol. Sciences London. Overseas Division. Report N°21.

LONGO R. et al. (1974-1979) Hoja Geológica de Latacunga. D.G.G.M. Min. Rec. Nat., Edición provisional.

HALL M. (1979) Riesgos potenciales de las erupciones futuras del volcán Cotopaxi, Facultad de Geología, Escuela Politécnica Nacional.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador. Ministerio de Educación, Quito.

VARIOS AUTORES (1974) Proyecto Cotopaxi, Geología y Geotecnia Programa INERHI-BID



HOJA GEOLÓGICA-87
SAN JOSÉ DE POALÓ (1986)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de San José de Poaló abarca un área de 2050 kilómetros cuadrados, está ubicada en la parte central del país, tiene características tanto de Sierra como de Oriente puesto que se localiza en las estribaciones de la Cordillera Real. Los caminos son escasos, las incursiones se realizaron por caminos de las Hojas adyacentes. Hay dos regímenes climatéricos, Sierra y Oriente siendo la temporada menos lluviosa desde noviembre a febrero. La topografía es muy abrupta variando la altura desde una zona de páramos ubicada a 4500 m.s.n.m., pasando por una zona selvática y llegando a la planicie del Oriente a 600 m.s.n.m. Las zonas más cultivadas y habitadas son las de la Sierra. El drenaje en general se dirige a la cuenca amazónica siendo los ríos principales, Mulatos, Piatúa. En la parte alta se localizan algunas lagunas.

GEOLOGÍA

Las rocas metamórficas paleozoicas constituyen el basamento de la Cordillera Real, recubiertas en el lado occidental por volcánicos terciarios fuertemente erosionados por la actividad glacial pleistocénica. En el lado oriental aflora el intrusivo de Abitagua y formaciones sedimentarias cretácicas de la zona subandina.

Grupo Llanganates (P_{ZL}) (Paleozoico): Comprende una franja ancha de aproximadamente 20 kilómetros, con una dirección N20°E ubicada en el centro de la Hoja.

El contacto al Oeste es discordante con la Formación Pisayambo y fallado al lado Este con los sedimentos cretácicos de la cuenca oriental y el Granito de Abitagua.

El grupo tiene varios tipos de rocas predominando gneises con minerales de almandino, granates, moscovita, bandas de talco, además de cuarcita y mármol.

En el área de Aucacocha c. (993-733) encontramos esquistos cloríticos de grano medio, el rumbo es constante con dirección aproximada Norte-Sur y buzamientos variables desde 45° a 80° al Oeste.

En el sector del río Mulatos afloran esquistos grafíticos, ofiolitos serpentinizados con un elevado contenido de níquel (1.5%) y huellas, de asbesto hornbléndico, mármol impuro, esquistos cloríticos, pizarras sericíticas y biotíticas, gneis granítico y esquistos micáceos gnéisicos (Sauer, 1965).

El grado de metamorfismo en general es más alto hacia el Oriente. El ensamblaje mineral de rocas psamíticas y pelíticas junto con cuarcitas y mármoles sugieren que estas rocas se han derivado de una secuencia geosinclinal consistente de lutitas, areniscas y calizas. El bajo grado de metamorfismo hacia el Oeste indica que se formaron cerca de un cinturón orogénico.

La ausencia de fósiles dificulta determinar una edad precisa por lo que se le asocia con formaciones similares en Colombia pertenecientes al metamorfismo de la Orogenia Varística. Los sedimentos originales fueron paleozoicos o tal vez más antiguos (Kennerley, 1971).

Granito de Abitagua (G) (Jurásico): El cuerpo intrusivo ocupad la parte oriental de la Hoja con una dirección N20°E, con una anchura aproximada de 15 kilómetros. Limita al Oeste con rocas semi-metamórficas del Grupo Margajitas y al Este con las Formaciones Sedimentarias del Oriente siendo parcialmente cubierto por la Formación Mera, se trata de un granito rosado con ortoclasa dominante sobre las plagioclasas que varían al Este por la predominancia de albita sobre ortoclasa. Ambos están atravesados por vetas de aplita. El contacto en sus lados es fallado, la edad más aproximada es de 175 ± 10 Ma (K/Ar, Henderson, 1979) (Jurásico).

Formación Hollín (KH) (Cretáceo Inferior): Aflora en el lado suroriental de la Hoja, consiste de areniscas silíceas de grano medio a grueso con intercalaciones de lutitas arenosas obscuras con cierto contenido de carbonatos. Tiene un rumbo Norte-Sur, con buzamientos mayores a los 25° al Oeste. Localmente se han encontrado impregnaciones de asfaltos, tiene una potencia aflorante aproximada de 100m. Se ha reportado en otros sectores macrofósiles consistentes de plantas y se los ha datado como Albiano (Cretáceo Inferior). Hay indicios de carbón en la parte basal de la Formación.

Formación Napo (KN) (Cretáceo Medio): Se localiza en el lado sureste de la Hoja en contacto con las Formaciones Hollín y Tena, litológicamente contiene lutitas negras y azuladas, areniscas calcáreas y calizas fosilíferas obscuras. Tiene un rumbo casi Norte-Sur con buzamientos de aproximadamente 30° al Oeste, su espesor es de 300 metros en el sector, contiene una fauna de amonitas y foraminíferas que indican una edad Albiense hasta Coniaciano (Wasson y Sinclair, 1927; Tschopp, 1953). Se la conoce como la roca madre del petróleo en el Oriente.

Formación Tena (KPcT) (Cretáceo Superior-Paleoceno): Está ubicada también en el lado Sureste de la Hoja en contacto normal con la Formación Napo y fallado al lado este con el Intrusivo de Abitagua. Consiste de arcillas abigarradas de color rojizo, aunque esta coloración parece ser superficial pues a profundidad las arcillas son grises y verdosas en casos margosas y arenosas. Encontramos también intercalaciones de areniscas, chert y conglomerados en menor escala. Una característica menor es la presencia de margas y calizas arenosas, comúnmente piritosas. Tiene un rumbo casi Sorte-Sur con buzamiento de 30° a 50° al Oeste. Su espesor en la zona es de 300 metros. Microfósiles indican una edad tentativa de Cretáceo Superior a Paleoceno (Tschopp, 1953).

Grupo Margajitas (PM_{ZM}) (Cretácico): Toma su nombre de los afloramientos del río Margajitas afluente del río Topo (Hoja de Baños). Se encuentra localizado en la parte Este de la Hoja, consiste de una sucesión de pizarras negras ligeramente filíticas y areniscas cuarcíticas comúnmente piritosas de grano fino a mediano, se nota la ausencia de clivaje y esquistosidad. Tiene una anchura aproximada de 8 kilómetros limitado por fallas en ambos lados tanto con el metamórfico del Grupo Llanganates y el Intrusivo de Abitagua. Estructuralmente se lo define como un graben y se prolonga al norte atravesando el río Mulatos. Tiene un rumbo norte-sur (175°), buzando con 30° hacia el Oeste, con una potencia de más de 300 metros.

Tschopp (1953) atribuye la edad al Carbonífero Superior por la semejanza con los estratos en la Cordillera de Cutucú conocidos como Formación Pumbuiza, los cuales tienen una cobertura carbonífera con fósiles datados, sin embargo, de acuerdo con el presente estudio se ha podido observar que estas rocas resultan como producto de alteración de las Formaciones sedimentarias cretácicas del Oriente por lo tanto se las ubica dentro del Cretáceo Superior.

Sedimentos Cerro Hermoso (K_{Ch}) (Cretácico): La mayor elevación del área constituye el Cerro Hermoso 4521 m.s.n.m. (022-651) ubicado en la parte centro-sur de la Hoja, se encuentra constituido por una secuencia de esquistos calcáreos, lutitas negras calcáreas, calizas (mármol) y areniscas, tienen una potencia mayor a los 1000 metros, depositados en forma discordante sobre el Grupo Llanganates, la extensión de las capas en general es Norte-Sur y buzan al Este con 15° a 30°.

Varios criterios se han emitido sobre el origen geológico de estas rocas, (Kennerley, 1971) indica que las milonitas de la base sugieren que el contacto es un plano de dislocación que trajo las rocas calcáreas desde el Este posiblemente rocas originales de la Formación Napo, Hollín, otros autores lo asocian como la parte calcárea del Grupo Llanganates. De acuerdo con las observaciones litológicas se concuerda que fueron de origen sedimentario cretácico y posteriormente sufrieron metamorfismo y traslado, por lo que se los asigna una edad post-cretácica.

Formación Chalcana (OM_{Ch}) (Mioceno-Oligoceno): Aflora en la parte suroriental de la Hoja, comprende una secuencia de capas rojas de una variedad de arcillas rojizas abigarradas con yeso y en menor cantidad limos y areniscas que separan los estratos sedimentarios rojizos de la Formación Tiyuyacu. El espesor es alrededor de 400 metros y en edad según la microfauna es Mioceno-Oligoceno (Tschopp, 1953). Su contacto superior con la Formación Arajuno no está expuesto y la relación estratigráfica no es bien conocida.

Formación Arajuno (MA) (Mioceno): Está ubicada en la parte suroriente de la Hoja, constituida de una secuencia de areniscas de grano medio a grueso, a menudo conglomeráticas con numerosos horizontes de guijarros argilíticos y, finas interestratificaciones de arcilla gris azuladas, micáceas, arenas con abundantes restos vegetales. Se encuentra en las partes bajas de los ríos, recubiertas parcialmente por la Formación Mera, el rumbo es aproximadamente Norte-Sur y los buzamientos casi horizontales, tiene una potencia de 200 metros en el sector.

Contiene restos de plantas, moluscos, ostrácodos y foraminíferos, está considerada como Mioceno Superior por su posición estratigráfica.

Formación Pisayambo (MPlP) (Plioceno): Ocupa la parte occidental de la Hoja recubriendo al metamórfico de la Serie Llanganates en forma discordante. Está fuertemente erosionada por la acción de los glaciales. Consiste en una potente secuencia de lavas y piroclastos. Las lavas son de composición intermedia a básica. Los piroclastos son principalmente aglomerados de la misma composición de las lavas. Son fácilmente reconocibles en las fotografías aéreas por las escarpas verticales que forman. Por lo general los piroclastos están dispuestos en forma horizontal, mientras que las lavas tienen inclinación hacia el Oeste con ángulos de 10 a 20°. Se caracterizan por ser de origen fisural por lo que forman colinas alargadas. Tienen una potencia mayor a los 1500 metros. Se les asigna una edad Pliocénica.

Formación Mera (QM) (Plioceno-Cuaternario): Se encuentra ubicada en el extremo sureste de la Hoja, perteneciente a la cuenca oriental. Constituyen potentes depósitos de pie de monte que viene desde las partes altas de la cordillera. Generalmente están ubicados a lo largo de los grandes ríos formando terrazas de diferentes niveles los cuales indican etapas de depositación. Se compone de arcillas y areniscas tobáceas con horizontes conglomeráticos gruesos con estratificación cruzada. Comúnmente se encuentran bloques de granito y gneises de varios metros de diámetro. La base de la formación es probablemente Plioceno Superior con depositaciones posteriores hasta el Cuaternario.

Formación Latacunga (PL) (Pleistoceno): La Formación comprende los terrenos planos de la depresión Latacunga-Ambato consistentes de depósitos volcano-sedimentarios, no relacionados a estratovolcanes específicos y ubicados en el lado occidental de la Hoja.

Se encuentra constituido por un aglomerado tobáceo poco consolidado, tobas y piedra pómez. Además, contiene variedad de depósitos fluvio-lacustres representadas por limos, arenas, tobas y material aglomerático dispuesto irregularmente. Los depósitos por lo general son horizontales y recubren a la Formación Pisayambo. Tiene una potencia de 500 metros, se le asigna edad Pleistocénica.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos glaciares (dg): Se encuentran ubicados en las partes altas de la zona, erosionando fuertemente a la Formación Pisayambo, fluctúan en una altura mayor a los 2800 m.s.n.m.

La gran cantidad de lagunas, circos glaciares, morrenas, valles glaciares, tillitas son los testigos de una etapa glacial iniciada en el Pleistoceno y que continúa hasta la actualidad.

Terrazas (t): Están ubicadas a los costados de los grandes ríos y principalmente de las estribaciones cordilleranas y la planicie oriental, tales como Jatunyacu, Mulatos, Piatúa, Verde, etc.

Contiene variada litología dependiendo de la geología que cruza el drenaje. El material predominante son grandes bloques redondeados de gneises, granitos en una matriz areno-arcillosa formando terrazas de variada potencia.

Depósitos coluviales y aluviales: El área se encuentra sumamente fracturada y atravesada por fallas regionales que controlan el drenaje, esto sumado a la fuerte precipitación, hacen del terreno propicio para deslizamientos. A los costados de los ríos se encuentran ubicados los principales depósitos coluviales.

El fracturamiento de las rocas metamórficas y la facilidad erosiva de los intrusivos conllevan al asentamiento de varias zonas en el lado oriental.

Los ejes de los valles modernos están rellenos de material aluvial especialmente en las áreas de pendientes bajas tanto en la cordillera y más aún en el Oriente.

ESTRUCTURA

Las Formaciones geológicas se encuentran siguiendo un rumbo aproximado Norte-Sur paralelo a la dirección de la cordillera (N20°E).

Los metamórficos del Grupo Llanganates presentan una foliación enrumbada hacia el Norte con fuertes buzamientos generalmente al Oeste. El contacto al Este con los semi-metamórficos de la Formación Margajitas está controlado por una gran falla antigua de dirección Norte-Sur alterada por pequeñas fallas Este-Oeste que han deformado el fallamiento original creando una estructura en forma de "gradas". En general el Grupo Llanganates está muy fracturado notándose que el drenaje está controlado por fallas regionales.

Una estructura destacable constituye el graben de la Formación Margajitas limitado por las fallas regionales que lo ponen en contacto con rocas más antiguas.

El cuerpo intrusivo de Abitagua por la misma naturaleza de la roca se encuentra altamente fracturado, limita con la cuenca oriental mediante contacto fallado.

Los volcánicos pleistocénicos de la Formación Pisayambo son de origen fisural, no hay evidencia de focos magmáticos, comprueban la teoría de las colinas alargadas típicas de estos páramos. El fisuramiento original obviamente está cubierto por flujos que salieron de estas estructuras.

La Formación Pisayambo está recubierta parcialmente por los Volcánicos Latacunga pudiéndose observa en el contacto fallas con dirección Norte-Sur que limitan las zonas altas de páramo con el valle interandino, formando escarpas de más de 100 metros de desnivel (San José de Poaló).

HISTORIA GEOLÓGICA

Sedimentos gruesos fueron depositados durante el Paleozoico Inferior. Cuerpos ígneos intruyeron posteriormente (granito Azafrán) siendo los sedimentos fuertemente plegados y metamorfizados con ejes Norte-Sur produciendo como resultado final el Grupo Llanganates. Luego hubo hundimiento en el Este creando el ambiente propicio para la depositación de sedimentos de origen marino, los cuales luego de movimientos similares de plegamiento produjeron los esquistos de la Formación Margajitas en la parte central de la zona mientras que en el lado oriental no se afectaron estos sedimentos, los cuales actualmente constituyen las Formaciones Cretácicas Hollín, Napo y Tena. Sobre el Grupo Llanganates aparece un gran cuerpo cuya secuencia sugiere que el contacto es un plano de dislocación, litológicamente asociado con los sedimentos cretácicos, los cuales fueron trasladados por sobrecorrimiento a su actual posición (Kennerley, 1971). Otros autores sin embargo sostienen la teoría de que dichos sedimentos fueron la parte calcárea de la misma formación metamórfica (R. Vera, comunicación personal, 1982).

En el Terciario Inferior después de la depositación de la Formación Tena hubo movimientos tectónicos en el Oeste, estableciéndose la Sierra y el Oriente y fallando a la secuencia mesozoica-paleocena. El Granito de Abitagua posiblemente fue reactivado en esta época.

La última depositación en el Oriente fueron las Formaciones Arajuno y Mera producto molásico con aporte de la Cordillera Real durante el Cuaternario, por lo que estas rocas han sufrido plegamientos muy ligeros.

En la Sierra durante el Terciario Inferior se mantuvo a una altura positiva ocurriendo la extrusión de lavas basálticas andesíticas y piroclastos que continúa hasta el presente con varios periodos de erosión. Paralelamente ocurrían erupciones volcánicas de los centros de emisión cercanos. En el Pleistoceno, sobre la Formación Pisayambo fueron depositados materiales productos de glaciares.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

- Asociado con el Grupo Llanganates tenemos minerales de cobre, talco, níquel e indicios de oro en varios ríos del sector.

- La Formación Napo contiene material calcáreo de mucha utilidad en la industria tanto de la construcción como agroindustrial.

- La Formación Hollín presenta indicios de carbón en capas intermitentes de hasta 30 centímetros de ancho. Las areniscas silíceas de esta Formación son importantes como materia prima en la fabricación del vidrio.

- Buenos materiales de construcción constituyen las arenas y piroclastos de la Formación Latacunga y los depósitos aluviales.

REFERENCIAS

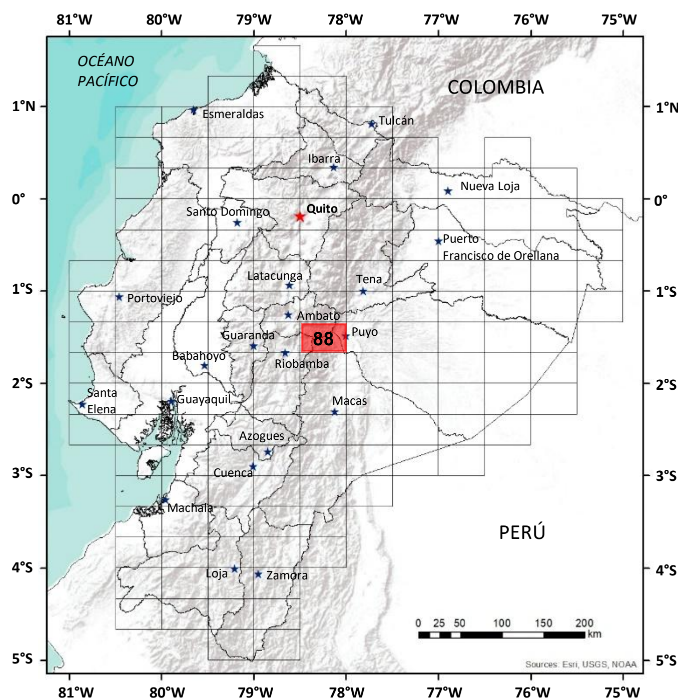
BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International. Vol V. Fascicule 5 a 2, Ecuador 2nd Edition. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

KENNERLEY J. B. (1971) Geology of the Llanganates area of Ecuador. Ins. Geol. Sciences London Overseas. Division report N°21.

MORTIMER C. & MALO G. (1978-1979) Hoja Geológica de Baños, DGGM, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Edición Provisional.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Ministerio de Educación, Quito.

TSCHOPP H. J. (1935-1950) Oil Exploration in the Oriente of Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-88
BAÑOS (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Baños está ubicada en la parte central-este de la Cordillera Real, tiene aspectos tanto de la Sierra como del Oriente. Los caminos son escasos, existe solamente una vía E-W en el Norte de la Hoja. El acceso al resto de la región es por sendero o por plena selva. Hay dos regímenes climáticos y una región intermedia: la Sierra tiene lluvias moderadas todo el año, con más sequía entre julio a septiembre; en el Oriente, junio hasta septiembre son los meses más lluviosos, pero hay una alta precipitación todo el año. La parte alta de la Hoja está sin vegetación; hacia el Oriente empieza la vegetación tropical llegando a plena selva, localmente cultivada en la parte oriental. Los flancos orientales de la Cordillera entre 1000 y 3000 metros están completamente sin cultivos y sin habitantes, salvo en el valle del Río Pastaza.

GEOMORFOLOGÍA

El volcán Tungurahua (5016m) es el sitio más alto, hacia el Este la altura disminuye hasta alrededor de 900m en el llano Oriente. Al Oeste existe la planicie de la cordillera (c. 3000 m.s.n.m.), bordeada en el Este por los altos cerros erosionales (3500-4000m), localmente con capas de lavas, caracterizados por una morfología glacial. Hacia el Oriente hay una red de drenaje densa, y los valles tienen perfiles muy inclinados. Terrazas existen a lo largo de muchos de los ríos en la zona oriental. Más importante es el Río Pastaza que corre principalmente E-W en la parte norte central de la Hoja en un valle joven profundo. Un flujo de lava en el valle principal ha producido la cascada del Agoyán.

GEOLOGÍA

Rocas metamórficas paleozoicas afloran debajo de la mayor parte del área. En la Cordillera están cubiertas en parte por rocas volcánicas del Terciario Superior y Cuaternario. En el Oriente existe una secuencia gruesa de rocas sedimentarias marinas y continentales, que van desde el Cretáceo hasta el Terciario Superior, cubiertas por terrazas y depósitos aluviales de edad plio-cuaternaria. Aflora la parte sur del intrusivo granítico de Abitagua.

Serie Llanganates (P_{ZL}) (Sierra; Paleozoico?): Estas rocas metamórficas pasan de N-S en una faja de más de 20km, además hay afloramientos al Sur y Oeste del Tungurahua. Su límite oriental es por la falla contra la Formación Pumbuiza. La serie está plegada isoclinalmente, y consiste de esquistos y gneis con cuarcita y bandas de mármol. El grado de metamorfismo en general es más alto hacia el Oriente con esquistos verdes cerca de Baños, pasándose hacia anfibolita hacia Agoyán (78°22' W, 1°23'S) (Kennerley, 1971). El rumbo de la foliación es generalmente N-S y el buzamiento al Oeste. En la parte oriental de la Serie Llanganates está el 'granito' de Azafrán (78°16'W, 1°25'S), una adamelita masiva con grano grueso. Los márgenes tienen foliación, pero el gran espesor no está afectado por metamorfismo; el granito parece más viejo que el metamorfismo, y actuó como un bloque competente. Está considerado aquí que las rocas metamórficas de la Serie Llanganates sufrieron su deformación en el Paleozoico inferior. El espesor de la Formación debe ser de varios miles de metros.

Formación Pumbuiza (P_{ZP}) (Oriente; Paleozoico): Esta Formación aflora en una franja de hasta 5km de ancho que pasa por la depresión de Topo (78°14'W, 1°24'S). Está fallada por fallas inferidas inversas contra la Serie Llanganates en el lado occidental y contra el granito de Abitagua y sedimentos cretácicos-paleocénicos al Este. Una segunda franja está ubicada en el Sur central del mapa, fallada contra la Serie Llanganates y sedimentos de la Formación Tena (78°05'W, 1°36'S). La formación está compuesta de pizarras grises y negras sin fósiles, muchas veces con grafito y arenisca cuarcífera. A 78°15'W, 1°24'S, un escaso afloramiento de metavolcánico de la Formación Pumbuiza está en contacto fallado con esquistos grafíticos de la misma Formación. Se desconoce el espesor de la Formación porque ha sufrido un fuerte plegamiento y tectonismo, inclusive sus contactos han sido afectados. Tschopp (1953, 1948) lo denominó como la Formación Margajitas y comentó sobre la potencial correlación con la Formación Pumbuiza (Paleozoico Inferior). Está ahora considerada como Formación Pumbuiza.

Formación Hollín (KH) (Oriente; Cretáceo Inferior): Se encuentra a cada lado del granito de Abitagua en contacto fallado y parte por contacto intrusivo donde la arenisca está metamorfizada a cuarcita localmente. Es aparentemente concordante con la Formación Napo suprayacente. Consiste de una arenisca fina gris, sin fósiles, en estratos gruesos. La Formación tiene un espesor de 50 a 80m, la edad del Cretáceo Inferior está basada en su posición debajo de la parte albiana de la Formación Napo (Tschopp, 1953).

Formación Napo (KN) (Oriente; Cretáceo Medio): La Formación consiste de lutitas obscuras y duras, lutita calcárea gris y compacta con concreciones de caliza, arenisca y caliza masiva gris obscura y clara con fauna de amonitas y foraminíferos que indican una edad albiana hasta coniaciana (Wasson y Sinclair, 1927, Tschopp, 1953). Su espesor es alrededor de 300m. El contacto superior con la Formación Tena es una discordancia pequeña, sin diferencia de ángulo.

Formación Tena (KPcT) (Oriente; Cretáceo-Paleoceno): Consiste en arcillas, principalmente rojas-cafés, masivas hasta laminadas con algunas intercalaciones de areniscas y chert. Su espesor es alrededor de 700m. Microfósiles indican una edad tentativa del Cretáceo Superior hasta Paleoceno (Tschopp, 1953). El contacto con la Formación Tiyuyacu encima es abrupto con discordancia.

Formación Tiyuyacu (EO_T) (Oriente; Eoceno-Oligoceno): Consiste en conglomerados principalmente en la parte inferior, areniscas e intercalaciones de lutitas rojas, verdes y grises. Los foraminíferos indican una edad Eoceno Medio hasta Oligoceno Medio-Superior (Tschopp, 1953). El espesor de la Formación es aproximadamente de 250m. El contacto superior con la Formación Chalcana es gradacional.

Formación Chalcana (O_C) (Oriente; Oligoceno): Consiste de arcillas rojas, con intercalaciones de arenisca y vetas de yeso. El espesor es alrededor de 400m y su edad según la microfauna es Oligoceno (Tschopp, 1953). Su contacto superior con la Formación Arajuno no está expuesto y la relación estratigráfica no es bien conocida (Tschopp, 1953).

Formación Arajuno (M_A) (Oriente; Mioceno): Existe en una franja al Sur de Mera, y como un afloramiento al Norte del mismo pueblo. Consiste de arenisca, conglomerado de piedras de cuarzo y arcilla roja con restos de vegetación. Su espesor es cerca de 500m. Los microfósiles indican una edad no más que Mioceno (Tschopp, 1953).

Formación Mera (P_M) (Oriente; Plio-Pleistoceno): Comprende una intercalación de abanicos, la más grande que proviene del Río Pastaza, y consiste de conglomerados muy gruesos, areniscas y lentes de tobas y arcillas. Se extiende desde el pie de la cordillera hacia el Oriente, desciende en una serie de terrazas, que tienen niveles diferentes a cada lado del Río Pastaza. La base de la Formación es probablemente Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior, con una historia de deposición en todo el Cuaternario. Fue previamente llamada Formación Mesa (Tschopp, 1953) en base a su morfología, es aquí nombrada Formación Mera basado en su lugar típico.

Formación Pisayambo (Pl_P) (Sierra; Plioceno?): Ocurre sin conformidad en las cumbres de la Serie Llanganates en el extremo norte de la Hoja, consiste en una secuencia de lavas y piroclásticos, las lavas son intermedias en composición y de color gris claro. Los piroclásticos son principalmente aglomerados masivos, con una composición similar a las lavas. Al Norte la Formación tiene un espesor entre 500 y 1000m (Kennerley, 1971); en la Hoja hay solamente alrededor de 100m.

Volcánicos de Igualata (Pl_I) (Sierra; Plioceno): Esta secuencia pliocénica es ampliamente representada en la Hoja de Chimborazo (69) y aflora en un área pequeña en el NE de ésta. Principalmente consiste de piroclásticos, variando entre toba con grano-fino a toba pumícea. Localmente hay flujos de andesita.

Volcánicos de Altar (PA', PA'') (Sierra; Pleistoceno): Esta secuencia aflora al Sur del Volcán Tungurahua, sin concordancia sobre la Serie de Llanganates. Las rocas de edad pleistocénica inferior, consisten de tobas cafés a blancas de grano medio, con piedra pómez y fragmentos andesíticos y flujos de andesita basáltica. Es posible diferenciar dos miembros (superior e inferior) bien distintos.

Volcánicos de Tungurahua (PT', PT'') (Sierra; Pleistoceno): Estas rocas forman la gran parte del Volcán Tungurahua y como restos de un flujo que pasa a lo largo del valle Pastaza, bajándose hasta 20km, río abajo. Son discordantes sobre la Serie Llanganates y volcánicos del Altar. Las lavas más antiguas son de andesita porfirítica con fenocristales de plagioclasa, augita, hiperstena y olivino. Lavas más jóvenes son predominantemente basálticas con fenocristales de plagioclasa, augita, hiperstena y olivino (Salazar, 1977). En el flanco noroeste del volcán Tungurahua existen capas delgadas de ceniza volcánica joven.

Sedimentos del Río Chambo (P_{CH}) (Sierra; Pleistoceno): Un afloramiento de conglomerados y areniscas existe en el límite occidental de la Hoja. Se depositaron en un lago formado por una barrera de las lavas del Tungurahua.

Depósitos Glaciales (dg) (Sierra; Pleistoceno): Morrenas se encuentran en los flancos del volcán Tungurahua en las partes altas de los cerros en la Serie Llanganates y en los Volcánicos del Altar sobre un nivel de 3000m.

Cangagua (QC) (Sierra; Cuaternario): En la parte Noroeste hay lugares con una capa delgada, hasta aproximadamente 5m, de toba de color café.

Terrazas (T) (Sierra hacia el Oriente; Cuaternario): Los ríos muestran terrazas compuestas de aluvial antiguo con carácter variable sorteado y con poca aportación, colocadas al lado del valle actual.

Depósitos Coluviales y Aluviales (Sierra hacia el Oriente; Holoceno): A lado de valles asociados con glaciación y en la depresión del Topo, asociados con la Formación Pumbuiza, depósitos coluviales son frecuentes. Los ejes de los valles modernos están llenados por material aluvial, especialmente en las áreas de pendiente baja en el Oriente.

INTRUSIVOS

Granito de Abitagua (Jurásico o Cretáceo): Este granito aflora en la parte centro oriental del mapa en una franja de 10km de ancho máximo en el Norte. El lado occidental está en contacto con la secuencia sedimentaria cretácica-paleogénica y la Formación Pumbuiza, en parte por falla, en parte por contacto de intrusión, porque la Formación Hollín está metamorfizada localmente a cuarcita. Su parte oriental, controlada totalmente por una falla está en contacto con sedimentos cretácicos-paleogénicos, y con la Formación Mera (encima de rocas terciarias). El granito es rosado y homogéneo con grano grueso, con cristales típicos de plagioclasa, ortoclasa, biotita y ojos de cuarzo las dataciones radiométricas son variables: 173 ± 5 Ma (Rb/Sr; Halpern, U. of Texas, Dallas (comunicación personal)), 178 ± 7 Ma (K/Ar, Herbert, 1977) y 85 ± 7 Ma (K/Ar, Henderson, 1979). La coincidencia de las dataciones cerca de 175 Ma (Jurásico) sugiere que el granito fue emplazado en este tiempo. Pero el metamorfismo de contacto de la Formación Hollín sugiere que la edad cerca de 85 Ma es la más correcta. **No está solucionado todavía.**

Porfíricos indiferenciados (Terciario-Cuaternario): Existen algunos centros pequeños de intrusión o extrusión indiferenciados en la región oriental, por ejemplo, al Suroeste de Mera, a lo largo del Río Llushín, al Sur del Granito Abitagua y cerca de Madre Tierra.

ESTRUCTURA

En general el tectonismo refleja compresión entre el bloque metamórfico de la Sierra y los sedimentos mesozoicos terciarios en la falda oriental de la Cordillera Real. La zona de compresión ha sufrido fallas inversas, sobrecorrimiento e intrusión. El área más lejana en el Oriente ha sufrido plegamiento suave. Existen tres zonas estructurales en la Hoja:

a) Sierra: El tectonismo aquí está dominado por la Serie Llanganates. La foliación es principalmente N-S y se observa que las fracturas son principalmente siguiendo esta dirección, con rumbos secundarios de NNE-SSW y casi E-W. Fallas con los rumbos secundarios han afectado las lavas y tobas del Altar y uno sigue el valle alto del Río Pastaza. Se concluye que fallas N-S fueron generadas durante el metamorfismo de la Serie Llanganates. Las direcciones secundarias eran tal vez generadas o removidas más tarde, porque están reflejadas en rocas mucho más jóvenes.

b) Zonas de Fallas Inversas: Esta zona se extiende N-S con un ancho de 16km, al máximo, con un cambio de rumbo de 30° cruzando el valle del Río Pastaza. La zona está delimitada a cada lado por fallas inversas, buzando hacia el Oeste; existen otras fallas similares dentro de la zona, hacia el Oeste poniendo rocas sedimentarias, metamórficas e intrusivas en contacto tectónico.

c) Oriente: El tectonismo en la parte oriental está caracterizado tanto por pliegues suaves como por fallas normales. La estructura del Mirador al Norte de Shell es un domo asimétrico con ejes largos N-S cubierto por la Formación Mera. Un sinclinal con eje NNE-SSW existe en la Formación Arajuno al Oeste de la parte sur del Río Pastaza.

HISTORIA GEOLÓGICA

Sedimentos gruesos fueron depositados durante el Paleozoico Inferior. El granito de Azafrán fue intruido en esta potente secuencia, o fue una parte del basamento Pre-Cámbrico. Alrededor del fin del Paleozoico Inferior los sedimentos fueron plegados fuertemente y metamorfizados con ejes N-S para producir la Serie Llanganates. Luego hubo hundimiento en el Este para permitir la deposición de la Formación Pumbuiza. Otra época de plegamiento causó el metamorfismo regional produciendo los esquistos de la Formación Pumbuiza. Hubo otro hundimiento al Este en el Cretáceo; areniscas, calizas y lutitas fueron depositadas durante una época marina dejando las Formaciones Hollín, Napo y Tena. En el Terciario Inferior después de la terminación de la deposición de la Formación Tena, hubo movimientos tectónicos en el Oeste, estableciendo la Sierra y el Oriente y fallando la secuencia mesozoica paleocénica. El granito de Abitagua tal vez fue intruido un poco antes de este fallamiento.

Al Oriente en el Paleógeno, el mar se regresó fuera del área y para el resto del Terciario hubo la deposición de sedimentos rojizos, con movimientos positivos y negativos ligeros causando quiebres breves en la sedimentación e incursiones escasas del mar, hasta el fin del Terciario cuando se levantó finalmente. Rocas ígneas en centros muy locales se originaron en el Terciario Superior o Cuaternario. La última deposición en el Oriente fue la Formación Mera que se depositó en el Cuaternario sobre la secuencia mesozoica-terciaria; movimientos de plegamiento muy ligero han afectado hasta la Formación Mera.

En la Sierra en el Mesozoico y el Terciario Inferior se ha mantenido una altura positiva. En el Terciario Superior y Pleistoceno ocurrió la extrusión de grandes cantidades de lavas basálticas-andesíticas y piroclásticas que sigue discontinuamente con épocas de erosión hasta el presente, diferentes centros operan en diferentes tiempos, como el Volcán Tungurahua. Las fallas inversas grandes empezaron a aumentar la diferencia en altura de la Sierra y la planicie oriental al fin del Mesozoico y continuaron operando hasta el Cuaternario.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El único material explotado es lastre de depósitos aluviales, en Topo y cerca de Shell. La caliza de la Formación Napo tiene un uso potencial-industrial y esta Formación ha indicado en otras partes del Oriente indicios de fosforita (Wilkinson, 1979). Indicios de minerales de cobre existen en las rocas metamórficas de la Serie Llanganates cerca de Baños. Hay indicios de talco asociado con las mismas rocas y oro aluvial en ciertos esteros. El granito de Abitagua tiene una zona de alteración hidrotermal al Sur del Río Negro. La caída de alrededor de 3000m hasta 1000m en solamente 30km en una zona de lluvias constantes produce un gran potencial para hidroelectricidad, especialmente el Río Pastaza y el Río Llushín. La población de Baños tiene varias vertientes de agua caliente.

REFERENCIAS

HENDERSON W. G. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of Northern Ecuador. J. Geol. Soc. Vol. 136.

HERBERT H. (1977) Die Grünschiefer der Ost-Kordillere Ecuadors und metamorpher Rahmen. Tesis Univ. de Tubingen. Rep. Fed. de Alemania.

KENNERLEY J. B. (1971) Geology of the Llanganates Area, Ecuador. Inst. of Geological Sciences, Inglaterra. Report N° 21.

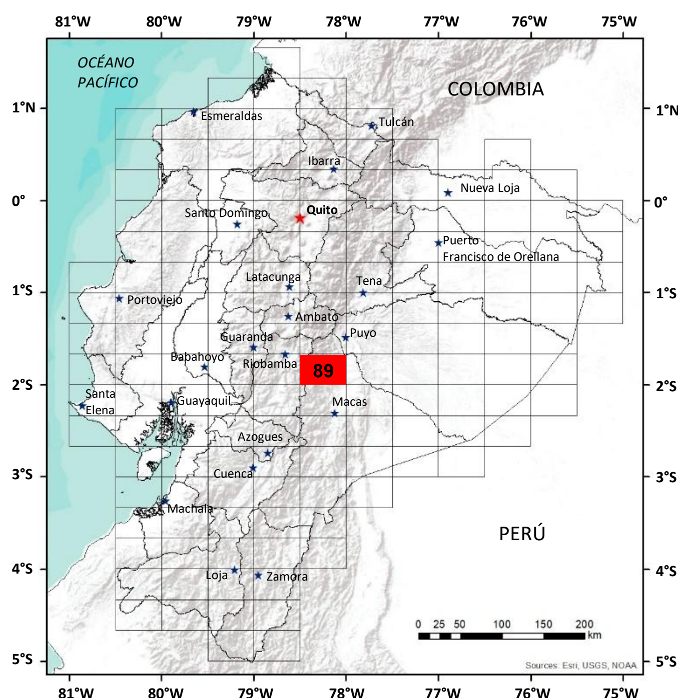
SALAZAR E. (1977) Geología del flanco norte del volcán Tungurahua, Ecuador, Provincia del Tungurahua. Tesis. Escuela Politécnica Nacional del Ecuador.

TSCHOPP H. J. (1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Vol. 37.

TSCHOPP H. J. (1948). Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Assoc. Suisse Geol. et Ing. Petrol. Vol. 15.

WASSON T. y SINCLAIR J.H. (1927) Geological explorations east of the Andes in Ecuador. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Vol. II.

WILKINSON A.F. (1979) Phosphate in Ecuador: a preliminary investigation. Unpublished report IGS/DGGM, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-89
HUAMBOYA (2009)

INTRODUCCIÓN

El levantamiento geológico de la Hoja Huamboya escala 1:100000, está considerado dentro del proyecto Carta Geológica Nacional, con un área aproximada de 2050 km^2, en la que se presenta un estudio de las diferentes unidades geológicas y su distribución, así como aspectos geomorfológicos, estructurales y de geología económica. En el área se ha encontrado rocas que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario reciente.

La Hoja de Huamboya (89), a Escala 1:100000, se encuentra ubicada entre los paralelos 70° 00’ a 78° 30’ de Longitud Occidental y 2° 00’ a 2° 20’ de Latitud Sur, cubriendo un área comprendida entre las estribaciones de la Cordillera Real y la llanura oriental y comprende las hojas: Volcán El Altar, LLactapamba de Alao, Numbaime y Pablo VI, (Escala 1:50000), correspondientes a las provincias de Chimborazo, Morona Santiago y Pastaza principalmente.

Un carretero principal Baños-Puyo -Macas (en construcción), pasa cerca del área y está rodeada de algunos caminos de tercer orden. Las altitudes varían desde los 4000 msnm, hasta los 600 msnm.

El sistema hidrográfico principal está constituido por los ríos Pastaza, Palora, Chulla Llushín, Alao, Daldal, Tunachiguaza, Amundalo y sus afluentes, con orientación la mayor parte a la vertiente amazónica. Los climas predominantes son: el frío de alta montaña típico de los páramos andinos, caracterizado por la caída de nieve, escarcha en alturas superiores a los 3500 m.; un clima frío, templado-húmedo, en alturas comprendidas entre 1500 y 3500 m y finalmente un clima cálido-húmedo de llanura amazónica en alturas inferiores a los 1500 m. Los meses de mayor precipitación se considera de junio a septiembre. La vegetación es muy variada, dependiendo de la altura existen productos de sierra hasta tropicales.

GEOLOGÍA

Formación Pumbuiza (Oriente, Paleozoico): Esta Formación aflora en una franja de hasta 5 km. de ancho que pasa por la depresión Topo (78° 14’W, 1° 24’S). Está fallada por fallas inferidas inversas contra la Serie Llanganates en el lado occidental y contra el granito de Abitagua y sedimentos Cretácicos- Paleocénicos al Este. Una segunda franja está ubicada en el sur central del mapa, fallada contra la Serie Llanganates y sedimentos de la Formación Tena (78° 05’W, 1° 30’S). La Formación está compuesta de pizarras grises y negras sin fósiles; muchas veces con grafito y arenisca cuarcífera. A 78° 15’W ,1° 24’S, un escaso afloramiento de metavolcanico de la Formación Pumbuiza está en contacto fallado con esquistos grafiticos de la misma formación. Se desconoce el espesor de la Formación porque ha sufrido un fuerte plegamiento y tectonismo, inclusive sus contactos han sido afectados. Tschopp (1953-1948) lo denominó como la Formación Margajitas y comentó sobre la potencial correlación con la Formación Pumbuiza (Paleozoico Superior). Ahora está considerado como Formación Pumbuiza.

Subdivisión (semipelítica) Chigüinda: Las rocas semipelíticas dominan el complejo metamórfico del Sur de la Cordillera Real formando una faja de 10-30 km. de ancho desde la frontera con el Perú al Norte hasta la carretera de Gualaceo-Limón; esta faja es huésped del granito Tres Lagunas y previamente Kennerley (1973) y Trouw (1976) han llevado estudios. Más al Norte rocas similares a las de la subdivisión Chigüinda han sido identificadas en el Río Upano por los páramos del Antisana donde afloran extensamente sobre el cinturón horizontal del Cuyuja en forma de Nappes, afloramientos bien accesibles ocurren a lo largo de las carreteras de Gualaceo-Limón, Loja-Zamora, Sigsig-Chigüinda y Loja-Catamayo. Las litologías comprenden una secuencia monótona de cuarcitas grises generalmente de grado bajo e impuro; metalimolitas; filitas grises a negras, grafíticas en lugares; pizarras y ocasionalmente grauvacas. Las rocas metavolcánicas verdosas son muy raras. Los planos de estratificación están preservados, pero no las estructuras sedimentarias. Aparte de la sericita y clorita, la biotita y el granate han sido observados particularmente sobre un sector localmente horizontal y esquistoso a lo largo de la carretera Gualaceo-Limón (ver además Trouw, 1976) mientras que la estaurolita ha sido identificada en una muestra de la carretera Catamayo-Loja.

Serie Llanganates (Sierra, Paleozoico?): Estas rocas metamórficas pasan de N-S en una faja de más de 20 km. Además, hay afloramientos al Sur y Oeste del Tungurahua y su límite oriental es por falla contra la Formación Pumbuiza. La serie está plegada isoclinalmente y consiste de esquistos y gneises con cuarcitas y bandas de mármol. El grado de metamorfismo en general es más alto hacia el oriente con esquistos verdes cerca de Baños, pasándose hacia anfibolita hacia Agoyán (78°22'W, 1° 23'S) (Kennerley, 1971). El rumbo de la foliación es generalmente N-S y el buzamiento al Oeste. En la parte oriental de la serie Llanganates está el granito de Azafrán (78° 16'W, 1° 25'S), una adamelita masiva con grano grueso. Los márgenes tienen foliación, pero el grosor no está afectado por metamorfismo, el granito parece más viejo que el metamorfismo y actúo como un bloque competente. Está considerado aquí que las rocas metamórficas de la serie Llanganates sufrieron su deformación en el Paleozoico Inferior. El espesor de la Formación debe ser de varios miles de metros.

Subdivisión (esquistos y paragneis) Agoyán: Esta Unidad de rocas metamórficas pelíticas y semipelíticas se extiende desde la frontera con Colombia al Río Upano, al Sur el mismo es reemplazado como huésped del Tres Lagunas por las semipelíticas del Chigüinda excepto sólo por un sector al Norte de Loja. Los afloramientos más accesibles están a lo largo del camino justo al Este del túnel Agoyán cerca de Baños, otros ocurren cerca de Baños y Papallacta. Las litologías están dominadas por esquistos y paragneis de moscovita granate de grano medio a grueso, con cristales de granate de tamaño de hasta 1 cm en Agoyán y en Río Palora, también puede desarrollarse biotita, cloritoide y clorita. A la vez, pueden estar presentes ortocuarcitas delgadas de grano fino, ciertas secuencias son de carácter semipelítico, y pueden ocurrir esquistos negros con grafito cerca de Monte Olivo hay metapsamitas de grano medio, con un componente feldespático significante. Los paragneis son rocas de grano medio a grueso con un componente cuarzo feldespático aumentado. En el Norte, al Este de San Gabriel Y Monte Olivo, estos pueden ser diferenciados de los esquistos. Los bloques rodados del Río Chalpi de Papallacta indican las vetas pequeñas de granito concordante y cizalladas, indicando la migmatización incipiente. Algunos de los gneises al Este del frente de Baños hacia el Agoyán contienen vetas de cuarzo azul.

Subdivisión Loja - Subdivisión (Granítica Tres Lagunas) (TTL) (Triásico): Al Este del frente de Baños afloran en distancias considerables granitos de biotita y gneises, en algunos lugares contienen cuarzo azul, moscovita y granate. Estas rocas han sido vistas previamente en Tres Lagunas cerca de Saraguro por Kennerley en 1973, alrededor de la mina Peggy (Harrington, 1957) y Papallacta (P. Duque, comentario personal), pero los estudios actuales han trazado dos fajas principales: Oyacachi-R. Palora; y Sevilla de Oro-Límite con el Perú; aunque sin expresión fotogeológica entre las travesías la interpretación es necesariamente conjetural. Así, el granito representa un nuevo componente importante en la geología de la Cordillera Real. Al norte de Oyacachi la faja se manifiesta probablemente como las pegmatitas de Monte Olivo, pero entre el Río Palora y Sevilla de Oro. Por ejemplo, a lo largo de las travesías del Río Upano y el Río Paute, hay poco o ninguna evidencia de granito. Los afloramientos más accesibles ocurren en la mina Peggy, otros en Agoyán y alrededor de la Cuenca de Malacatus.

Pequeños afloramientos de rocas del tipo Tres Lagunas ocurren, fuertemente cizallados, al Este del frente de Baños dentro de la subdivisión Peltetec, tales afloramientos podrían ser cruciales en cualquier interpretación tectónica de placas. En esta subdivisión se ha hecho un trabajo especializado importante, tanto en términos de análisis químico como en estudios petrográficos por Athertón, Dangerfield y Fortey. Los granitos de la subdivisión Tres Lagunas invariablemente indican evidencia de la deformación y metamorfismo, variando de alteración incipiente en rocas masivas con textura ígneas preservadas, a la formación de granitos gnéisicos y milonítico, y gnéisicos de augens. Por otra parte, han sido vistos contactos tectónicos con las rocas huésped y en el mapa 2 la mayoría de los contactos son interpretados como tales. Las fajas típicas de las rocas altamente deformadas están interdispersas con menos deformación, sugiriendo una serie de fallas dúctiles (imbricación). Estos rasgos están bien expuestos en el área de Tres Lagunas.

Los granitos más masivos son típicamente de grano medio a grueso con megacristales de feldespato alcalino gris, ahumado; cuarzo azul a gris; plagioclasa crema pálida, y biotita (hasta de 1 cm. de tamaño) con una composición monzogranítica-granodiorita restringida; la hornblenda está ausente. Ninguna asociación calcoalcalina ha sido vista, ejemplo, han sido vistos, diorita o gabro. El cuarzo azul se encuentra aún en las variaciones de milonita y puede deberse a la deformación de la estructura del cristal. Sin embargo, debe señalarse que las rocas granitoides de la subdivisión adyacente Azafrán son deformadas de manera similar y nunca exhiben esta coloración de cuarzo.

El granate está disperso en los granitos, hasta en una composición modal de 30%, y una faja de granito de granate puede ser mapeada entre Oyacachi y Papallacta; también cordierita ha sido reportada. La moscovita es común; normalmente están presentes zoisita y clorita como también cantidades trazas de apatita y opacos. Los xenolitos son relativamente raros, pero han sido observados esquistos verdes de origen metavolcánico / volcanoclástico, variantes de cuarcitas y "aplitas" de composición similar al huésped. Xenolitos semipelíticos parcialmente asimilados fueron vistos en los bloques de río arriba de la cascada de Agoyán (Río Pastaza); hay una fase de plegamiento de pre-granitos. Estos bloques también exhiben diques anfibolíticos de afinidad basáltica/dolerítica sin-intrusivo, los que han sido observados en otras unidades de la división Loja.

División Salado - Subdivisión (volcano- sedimentaria) Upano (JUp) (Jurásico): Esta es una secuencia metamorfoseada volcano-sedimentaria geográficamente relacionada a la cadena plutónica Azafrán y formando sus rocas huéspedes. La subdivisión se extiende desde el Norte de la Cordillera Real al Sur de la carretera Cuenca-Limón, al Sur acuña la faja subandina sobre un área donde los volcánicos Upano exhiben muchos de los aspectos "continentales" de la subdivisión adyacente Misahuallí. Exposiciones accesibles ocurren a lo largo de la carretera Guamote-Macas (Río Upano); al Oeste de Baeza, en la carretera a Papallacta; y en la sección Cuenca-Limón. Estas rocas de la subdivisión presentes al Este de la falla Subandina han sido atribuidas previamente a la Formación Paleozoica Pumbuiza (Sauer, 1958) o al grupo más joven Margajitas (Baldock, 1982). Al Norte del Río Pastaza, son comunes rocas verdes o pálidas, asociadas con rocas volcaniclásticas, grauvacas, filitas grafíticas y pelíticas, y mármoles delgados. Tal afinidad puede ser observada al Oeste de Baeza y a lo largo del Río Oyacachi al Oeste del Río Santa María. Hacia el Oeste dentro del mismo sector, han sido delimitadas en el mapa, subunidades que consisten principalmente de esquistos grafíticos y pelíticos. Las últimas rocas, pueden contener granate, clorita y cianita dentro de las facies de esquisto verde (P. Duque, comentario personal), que pueden parecer a los esquistos de Agoyán de la división Loja. Las grauvacas volcanoclásticas de color gris a negro, pueden ser caracterizadas, microscópicamente, por la preservación de los clastos individuales de texturas volcánicas con "peppering" opaco que pueden permanecer en los mosaicos metamórficos después de una recristalización del cuarzo. Más al Sur el componente metasedimentario es más dominante a lo largo del Río Upano, pero las rocas verdes regresan a dominar a lo largo del Río Paute y son difíciles de distinguir a aquellas de la subdivisión adyacente Alao-Paute. Estos metavolcánicos exhiben, petrográficamente, una sobreimpresión variante tectonometamórfica la que en algunos casos destruye la textura original (fenocristales de feldespato), y son por lo tanto similares a las rocas verdes Alao-Paute; la epidotización local es común y han sido observadas rocas de coloración verdosa.

La subdivisión (Plutónica) Azafrán (JpAz) (Jurásico): Una subdivisión plutónica en Azafrán variablemente deformada, en la carretera del Río Pastaza (Baños - Puyo), ha sido observada previamente (Sauer, 1958; Kennerley, 1971) y mapas anteriores han indicado un cuerpo pequeño a ambos lados del Río Pastaza. Los estudios actuales han extendido una fase plutónica al Norte hacia la frontera con Colombia, a una distancia de ca. 250 km; y al sur hacia el Río Upano, a una distancia de 100 km, proveyendo así a la Cordillera Real de otra cadena de Batolitos, junto con los de Tres Lagunas y Zamora. Afloramientos accesibles ocurren solamente a lo largo de las carreteras de Baños-Puyo y a la Bonita. A lo largo de la frontera con Colombia la subdivisión Azafrán está representada por los plutones de Chingual y Sacha, que pueden ser trazados como una sólo Unidad al Este de Monte Olivo y como fajas imbricadas en los Ríos Salado y Oyacachi.

Son típicas en esta área del Norte las granodioritas-tonalitas no deformadas gnéisicas, grises, de grano grueso con dioritas subordinadas. Por otro lado, son raras las doleritas, hornblenditas y gabros, a pesar de que podrían existir? un gabro pegmatítico por una zona marginal al plutón Chingual a lo largo de la frontera con Colombia.

Megacristales de biotita de hasta 1 cm de ancho, suministran una roca granodiorita manchada; la hornblenda puede estar presente. Los xenolitos máficos deformados o no deformados son comunes. Los granitos son raros, la única ocurrencia que hay es la del plutón del río Cedro a lo largo del río Oyacachi. A lo largo del Río Diviso, un tributario del Río Salado, las dioritas indican contactos intrusivos con pórfidos feldespáticos, mapeables en una Escala de 1:500000.

No hay afloramientos a lo largo de la carretera Papallacta-Baeza y el Río Cosanga sobre el cual la fase plutónica está probablemente cubierta tectónicamente por la faja nappes planos Cuyuja. Hacia el Sur la subdivisión reaparece en los Ríos Chalupas, Mulatos y Pastaza (Azafrán) y está debajo de los páramos al Este de Cerro Hermoso. Las rocas son similares a las del Norte, un granito o monzonita de cuarzo es de la composición del "plutón Azafrán" de Sauer (1958) y Kennerley (1971) a lo largo del Pastaza, pero está ausente en otras partes. Mientras tanto al Oeste del Río Verde, las dioritas y metadioritas forman una faja plutónica más o menos extensa. El cambio a lo largo de la sección del Río Pastaza de fajas no deformadas a gnéisicas sucede en un corrimiento tectónico imbricado. Vetas de calcita conteniendo cuarzo, biotita y sulfuros son concordantes a los cizallamientos y todas las rocas que son cortadas por vetas cizalladas epidóticas discordantes tardías. Diques monzoníticos cuarzosos tardíos, no deformados son comunes en el área de los Llanganates y probablemente se relacionan a la fase ígnea Azafrán. Al Sur del Río Pastaza el mapa geológico del Río Palora está basado especialmente en datos de bloques rodados incluyendo muchas granodioritas y dioritas masivas a gneisosas de tipo Azafrán. Más al sur, la nueva carretera de Macas a Guamote corta a través de la zona de contacto al Norte (granito, pegmatita, dolerita) de un cuerpo no deformado de granodiorita-monzogranito como está evidenciado en bloques rodados de río. Este Plutón ha sido incluido con la subdivisión Azafrán por razones litológicas, aunque las rocas gneisosas están ausentes.

Subdivisión de (rocas verdes) Alao – Paute (JAP) (Jurásico): Ésta es esencialmente una secuencia de rocas verdes que ocurren en "ventanas" a lo largo de una faja de 10- 25 km de ancho desde el Río Paute al Norte del Río Paute-Sigsig una distancia de cerca de 200 km. Otros afloramientos pueden estar presentes en el Norte, cerca de Ambuquí (Subdivisión Pacheco) y en el Sur de Fierrourco y Quilanga. La subdivisión está limitada hacia el Oeste por la subdivisión Maguazo y a lo largo de la falla San Antonio, y al Este por la división Loja a lo largo del frente Baños, las secciones estudiadas incluyen a los ríos Pastaza, Alao, Palora (cabeceras) y Paute.

Las meta-andesitas que ahora forman parte de la subdivisión Alao-Paute, han sido previamente reconocidas por Sheppard y Bushnell (1933), Bristow (1973), y Herbert (1977), y fueron incluidas dentro del (ahora abandonado) "Grupo Paute" de Baldock. La litología principal de la subdivisión es una roca verde andesítica, masiva- cizallada y esquistosa en el Norte donde la sobreimpresión tectono-metamórfica es mayor; mientras en lugares preservan minerales/texturas relícticas ígneas en el Sur. La mineralogía principal es de facies de esquistos verdes: clorita + albita + cuarzo + epidota ± biotita ± actinolita.

Las litologías menores incluyen esquistos verdes (metatobas), esquistos pelíticos y grafíticos y mármoles obscuros. Los aglomerados son rasgos de los afloramientos a lo largo del Río Paute al Oeste de Gualaceo. Hay reportes no confirmados de gneis de cuarzo azul del metagranito tipo tres Lagunas en las colinas de Alao y al Oeste de Gualaceo; si estos están presentes, se trataría de un contacto tectónico con las rocas verdes del Alao Paute.

Serie Paute (orogenia Laramídica): Está constituida por esquistos y cuarcitas, estas últimas son más abundantes a lo largo del Río Alao. En determinados lugares aparecen afloramientos metavolcánicos. Hacia la parte oriental (763-921) predominan los esquistos sericíticos con abundancia de laminillas de moscovita. También aflora gneis altamente meteorizado. Esta misma unidad se presenta a manera de bloques levantados aislados (595-975), (600-040). Por las características petrográficas y la ubicación de la Cordillera Real las rocas metamórficas de la zona se consideran como pertenecientes a la serie Paute. La edad no ha sido determinada con exactitud, se le atribuye al Mesozoico, pues pertenece al metamorfismo ocasionado por la orogenia Laramídica (Bristow, 1973).

Formación Hollín (K2Ho) (Cretáceo): Constituida por areniscas cuarzosas blancas epicontinentales, incluye además lutitas fracturadas. La Formación tiene un espesor de 80 a 240m. Las cuarcitas de la Hollín afloran extensamente en la zona subandina, y están expuestas en algunas partes del levantamiento Napo. Vestigios de plantas asignan una edad correspondiente al Aptiano y la secuencia avanza hasta el Albiano Inferior.

Formación Napo (KNp) (Cretáceo): Toda la Formación se enmarca en una sucesión de lutitas negras, calizas grises a negras y areniscas calcáreas. Exploraciones petrolíferas han permitido obtener información de ésta y clasificarla en:

-**Base Napo** que básicamente consiste en areniscas intercaladas con lutitas y calizas. Se la considera como una transición entre la Hollín y la Napo Inferior.

-**Napo Inferior** (60-250 m. de espesor), compuesta de areniscas, lutitas, margas y pocas calizas. Las unidades remanentes de areniscas han creado grandes horizontes reservorios de petróleo.

-**Napo Media** (75-90 m.) con calizas grises de masivas a muy estratificadas.

-**Napo Superior** (0-3220 m.), es una serie de argilitas negras duras, lutitas verdosas y grises con intercalaciones de calizas y areniscas.

Formación Tena (K2Te) (Cretáceo Superior): También denominadas capas rojas de la Formación Tena, generalmente los sedimentos de la Tena son delgados y finos. La litología comprende lutitas con intercalaciones de areniscas y escasos conglomerados (100 m parte inferior y 150 m parte superior), margas y calizas arenáceas aparecen en menor cantidad. El color característico de los dispersos y amplios afloramientos es café-rojizo, que se debe en gran parte a la meteorización, algunos sedimentos son negros, grises o verdosos cuando están bastante frescos.

Formación Mesa (K2Mz) (Plioceno): Ocupa una extensa planicie en la parte oriental de la Hoja, y consiste de flujos de tipo fluvio-torrencial provenientes de la actividad eruptiva del Volcán Sangay, compuesto por bloques redondeados a subredondeados de material conglomerático polimíctico que en ciertos lugares se encuentran muy disectados y forman paredes escarpadas de hasta 80 m. de potencia. Tschopp H. J. (1953) la denominó como la mesa de Mera compuesta por arcillas y areniscas tobáceas con varios horizontes de conglomerados, con estratificación cruzada de tipo torrencial la potencia de esta Formación alcanza de 400 a 1500 m. En la unión de los Ríos Palora y Sangay se localizan tres niveles escalonados de terrazas compuestos por bloques de variado tamaño de lavas andesíticas en una matriz areno-arcillosa. En el curso medio del Río Sangay en sus márgenes se observan sendas terrazas de más o menos 30 m. de espesor, formando escarpes verticales y compuesta por conglomerados de rocas volcánicas, intrusivas y metamórficas provenientes del volcán Sangay en las que se destacan bloques de rocas eruptivas escoriáceas.

Formación Tarqui (N1Tq) (Pleistoceno): Constituida por una capa de depósitos volcánicos de composición media a ácida ligeramente consolidados y alterados, donde predominan piroclastos de aglomerados andesíticos a riolíticos, tobas, ceniza volcánica e ignimbritas, algo caolinizados y/o silicificados que se distribuyen en secuencia. Algunas vetillas de pirita atraviesan horizontes de madera fosilizada que indican una Edad Pleistocénica. Existen depósitos menores de rocas no volcano-sedimentarias. El espesor de la Formación alcanza 1200 m.

Volcánicos Sangay (PVS) (Pleistoceno): Representado por productos volcánicos del Sangay (altura 5230 m), que forma un cono simétrico con tres cráteres bien formados en la cumbre, la inclinación de los flancos es de aproximadamente de 35°. El volcán Sangay es un estratovolcán y es uno de los más activos en el mundo, se caracteriza por su gran cantidad de fumarolas, erupciones y flujos de lava. Limitado al Norte y Sur por los ríos Sangay y Victoria, su flanco oriental baja a la selva oriental. Al Oeste el cono se une a una llanura que se extiende unos 15 km, constituida por material piroclástico, principalmente por ceniza y lapilli no consolidados. Este material varía en su espesor entre 50 y 100 m, siendo más abundante cerca del cono. La actividad estromboliana ha sido continua.

Las rocas más representativas son las lavas jóvenes, principalmente andesitas basálticas. En el sector denominado Playa de Sangay (923-778) adyacente a la Hoja en su parte Sur se observa rocas andesíticas de textura masiva y de color gris a gris obscuro compuestas de fenocristales de olivino, augita, hiperstena y plagioclasa. En este sector se observan flujos de escombros originados por los deslizamientos del edificio del Volcán Sangay y que han alcanzado algunos kilómetros hacia el Oeste, en la Hoja han atravesado la margen izquierda del Río Sangay. Los flujos de escombros están constituidos de materiales fragmentarios volcánicos, variando su color de gris hasta café claro, presentan bloques hasta de 5m de diámetro, inmersos en una matriz areno-limosa; los bloques en su mayoría están fracturados. Esta Unidad de rocas metamórficas pelíticas y semipelíticas se extiende desde la frontera con Colombia al Río Upano, al Sur el mismo es reemplazado como huésped del Tres Lagunas por las semipelíticas del Chigüinda excepto sólo por un sector al Norte de Loja.

Los afloramientos más accesibles están a lo largo del camino justo al Este del túnel Agoyán cerca de Baños. Otros ocurren cerca de Baños y Papallacta. Las litologías están dominadas por esquistos y paragneis de moscovita granate de grano medio a grueso, con cristales de granate de tamaño de hasta 1 cm, en Agoyán y en Río Palora. También puede desarrollarse biotita, cloritoide y clorita. Al mismo tiempo, pueden estar presentes ortocuarcitas delgadas de grano fino y ciertas secuencias son de carácter semipelítico con la posibilidad de ocurrencia de esquistos negros con grafito. Cerca de Monte Olivo hay metapsamitas de grano medio, con un componente feldespático significante.

Los paragneis son rocas de grano medio a grueso con un componente cuarzo feldespático aumentado. En el Norte, al Este de San Gabriel y Monte Olivo estos pueden ser diferenciados de los esquistos. Los bloques rodados del Río Chalpi de Papallacta indican las vetas pequeñas de granito concordante y cizalladas, indicando la migmatización incipiente. Algunos de los gneises al Este del frente de Baños hacia el Agoyán contienen vetas de cuarzo azul.

Volcánicos Altar (PVA) (Pleistoceno): Compuesta por piroclastos y lavas, los primeros representados por piedra pómez y fragmentos andesíticos, en algunos sectores se presentan interestratificados con intercalaciones de capas de tobas arenosas (Serie Paute). Las lavas son de composición andesítica (intermedias a básicas), de color verde claro a oscuro con textura cripto- cristalina de grano fino. Evidencias la ubican dentro del Pleistoceno.

Formación Mera (QM) (Pleistoceno): Constituyen las terrazas más jóvenes compuestas por depósitos de piedemonte que en la zona se extiende a manera de un gran abanico, aunque menos disectada que la Formación Mesa. Compuesta de areniscas tobáceas y arcilla, las que representan el último periodo de fallamiento y levantamiento. Hacia el Este las terrazas disminuyen su espesor y tamaño del grano.

Depósitos aluviales: Se hallan localizados en las planicies aluviales de los Ríos Culebrillas, Ramos Tambo, Yanayacu, Ulpan, Shanghai que están compuestos principalmente de diferentes litologías. Estos depósitos están constituidos a igual que los depósitos de terrazas por materiales polimícticos de todo tamaño, generalmente mal clasificados, acarreados por eventuales crecidas torrenciales y movimientos permanentes de agua, depositados sobre llanuras de inundación y cauces de ríos, su espesor es variable, alcanza unas pocas decenas de metros.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona motivo de estudio ha sido afectada por un fuerte tectonismo que se refleja en movimientos compresionales entre el bloque metamórfico de la Cordillera Real y los sedimentos Mesozoico-Terciarios de la parte más oriental de esta cordillera.

HISTORIA GEOLÓGICA

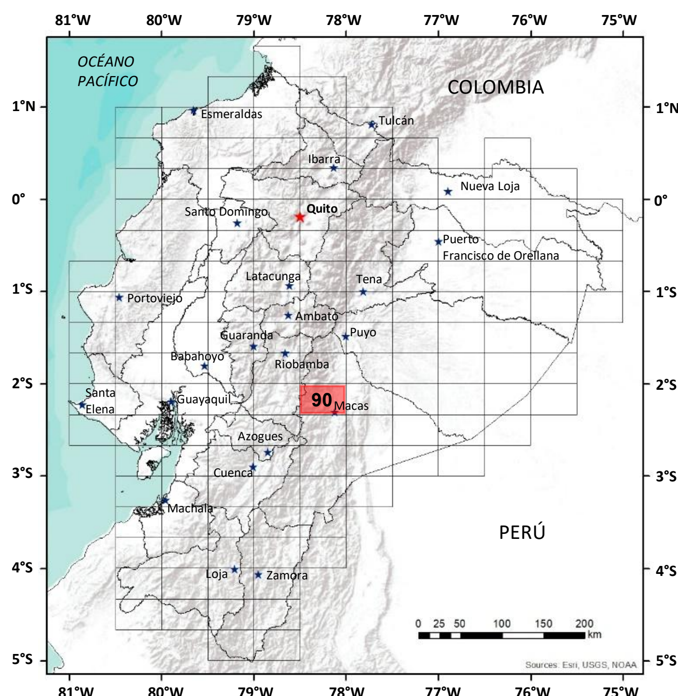
El Cratón Amazónico establecido en el Proterozoico (M. Litherland et al., 1985) durante el Paleozoico sirvió como sustrato para la acumulación de depósitos de plataforma (Formaciones Pumbuiza y Macuma). En los tiempos Triásicos Superiores una cuenca volcánica de "Rift" fue desarrollada por una asociación volcano-plutónica, calco-alcalina (División Zamora), y el granito Tres Lagunas Tipo S fue emplazado por una colisión con las rocas antiguas de la división Loja (subdivisión Agoyán y Chigüinda), depositándose al Este las calizas de la Plataforma Santiago y al Oeste una cadena calco-alcalina (División Salado), con la secuencia de Tipo Arco de Islas (Fm. Upano). Hacia el Oeste encontramos la división Loja, limitada a lo largo del Frente Baños por un terreno oceánico de Edad Jurásico Medio que contiene el arco de islas Alao- Paute y la sutura oceánica Peltetec.

En el nivel Jurásico se infiere un proceso de subducción con un arco insular oceánico (Terreno Alao) y una cuenca de trasarco con depósitos marinos del Jurásico Inferior (Formación Santiago) que revolucionan con la madurez del arco a depósitos continentales. En el Jurásico Superior (Formaciones Chapiza-Misahuallí) junto con los arcos plutónicos Jurásicos (Abitagua-Zamora y Azafrán Chingual), es posible que el terreno Salado sea parte de una secuencia Cuenca Marginal volcano-sedimentaria Jurásica. La colisión final del Jurásico Superior-Cretácico Inferior genera las suturas de Peltetec y Raspas con movimientos dextral transpresional reunificando los terrenos Chaucha, Loja y Amotape con desmembramiento del arco Insular Alao y clausura de la cuenca. La colisión Peltetec fue responsable del metamorfismo de las rocas Jurásicas de la Cordillera Real, las grandes "Napas" de Cuyuja y de fallas transcurrentes regionales como la de Baños y la de Cosanga que limita la zona Cratónica.

La Protocordillera Real probablemente constituyó un elemento parcialmente positivo que aislaba la Cuenca Oriental donde se depositaron los sedimentos de Plataforma del Aptiense-Albiense (Formación Hollín) derivados del Este, seguidos por los depósitos Transgresivos (Formación Napo) de la penetración Mamna Norte y Sur. En el Maestrichtiense-Paleoceno la regresión marina permite la depositación de las capas rojas marino-continentales (Formación Tena) derivadas del Oeste. En el Plio-Cuaternario el continuo volcanismo (Grupos Latacunga, Altar, Sangay, Sicalpa, Formación Tarqui) el levantamiento y erosión de la Sierra, permitió la acumulación de potentes depósitos de piedemonte y terrazas sobre la Región Subandina y occidental del Oriente (Formaciones Mesa, Rotuno y Mera). En el Ecuador, por falta de dataciones no es bien conocida la evolución Geológica entre la fase tectónica incaica y la fase de reorganización de las placas en el Pacífico ocurrida hace 26-28 Ma.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Al Norte la mineralización polimetálica se presenta frente a Baños en Tungurahua, en las minas de Plata coloniales del Altar- Condorazo-Cubillín (Litherland, 1987; Navarro, 1985, Vol. II) y a lo largo de la división de aguas Alao-Palora. Esta mineralización ocurre en rocas metamórficas de basamento y en los volcánicos sobreyacentes del Altar de edad Pleistocénica (A. Hirtz, criterio personal). Al Oeste del rumbo en el Valle Alao, existen muchas ocurrencias polimetálicas dentro de la secuencia metamórfica de rocas verdes Alao-Paute (estudios de Proyectos, A. Hirtz, Navarro 1986, Vol. III, p. 99).



HOJA GEOLÓGICA-90
MACAS (1989)

INTRODUCCIÓN

El levantamiento geológico de la Hoja Macas escala 1:100000 está considerado dentro del Proyecto Carta Geológica Nacional, con un área aproximada de 2056 km^2, en la que se presenta un estudio de las diferentes unidades geológicas y su distribución, así como aspectos geomorfológicos, estructurales y de Geología Económica. en el área se ha encontrado rocas que van desde el Paleozoico (?) hasta el Cuaternario reciente.

La Hoja de Macas (90), escala 1:100000, se encuentra ubicada entre los paralelos 78°00’ a 78°30’ de longitud occidental y 2°00’ a 2°20’ de latitud sur. Cubre un área comprendida entre las estribaciones de la Cordillera Oriental y las llanuras Orientales y comprende las Hojas del Lago Tinguichaca, Zuñac, Inapula, Macas (escala 1:50000). Correspondientes a las provincias de Morona Santiago y Chimborazo.

Un carretero principal Cuenca-Macas atraviesa el área y está rodeada de algunos caminos de segundo y tercer orden, en construcción se encuentran las carreteras de Guamote-Macas y Puyo-Macas. Las altitudes varían desde los 4000 m.s.n.m. hasta los 600 m.s.n.m., el sistema hidrográfico principal está constituido por los ríos Upano, Zuñac, Sangay, Volcán, Abanico, Chiguanza, Yuquipa y sus afluentes con orientación la mayor parte a la vertiente amazónica.

Los climas predominantes son: El frío de alta montaña típico de los páramos andinos, caracterizado por caída de nieve, escarcha, en alturas superiores a los 3500 metros; un clima frío, templado, húmedo en alturas comprendidas entre 1500m y 3500m; y finalmente un clima caliente, húmedo de llanura amazónica en alturas inferiores a los 1500 metros.

Los meses de mayor precipitación se consideran de junio a septiembre.

La vegetación es muy variada, dependiendo de la altura existen productos de sierra hasta tropicales.

GEOLOGÍA

Rocas metamórficas: Están constituidas de abajo hacia arriba por:

1) Una serie de gneises variados (SN) (de hornblendas de cuarzo azul, de anfíboles) y de micaesquistos (de biotita y moscovita, de granates pequeños, de grafito) de un espesor de 1000m (S.n.)

2) Una serie sedimentaria (2000m) (S.S.) compuesta de esquistos negros con intercalaciones de cuarcitas, de cuarcitas verdes con intercalaciones de esquistos verdes bien bandeados, de cuarcitas masivas y de grauwackas metamorfizadas.

3) Una serie volcanosedimentaria (2000m) (S.V.S.) compuesta de cuarcita y esquistos en alternancia con metatobas y metafilitas tobáceas, y de cuarcitas y esquistos puros.

4) Una serie volcánica 1000m (S.V.) con metalavas fluidales verdes.

5) Una unidad tectónica 500m (Z.M.) compuesta de productos de destrucción del piso oceánico y de sus Formaciones sobreyacentes.

La edad del conjunto es supuesta Paleozoica en parte y probablemente Precámbrica.

ROCAS INTRUSIVAS (g, gdx, mg, a, do)

La edad sería Cretácica-Terciaria, aunque no se puede excluir edades Paleozoicas y Jurásicas.

Varias rocas intrusivas generalmente ácidas se encuentran en la zona la mayoría de color claro, de grano fino a medio, representadas por granodioritas especialmente ubicadas en los sectores de los ríos Retiro y Jimbitono.

Formación Abanico? (f.A) (Paleozoico ?): Está constituida de una alternancia de filitas y areniscas; estas rocas han sufrido un ligero metamorfismo y se nota la aparición de una esquistosidad débil y presencia de grafito. Podría estar sobrepuesta por un conglomerado de base de la Formación Hollín. Se encuentran al lado oriental de la faja metamórfica de la Cordillera Real y aflora como banda N-S en las Hojas de Macas e Inapula escala 1:50000. Se podría atribuir una Edad Paleozoica y la potencia evaluada es de 1000 a 1500m; sin embargo, se podría tratar también de unas lutitas negras metamorfizadas de la Formación Napo, dicha Formación ha sido identificada al Sur de la Hoja, en los alrededores de Sucúa (comunicación verbal, Misión Británica).

Formación Santiago (JS) (Jurásico Inferior): Constituida por areniscas blancas con estratificación cruzada, rocas margosas a veces con huellas de asfalto, areniscas marrón y lutitas gris-verde. Aflora únicamente en la parte SE de la Cordillera de Cutucú. La potencia se estima entre 1000 y 1500 metros.

Formación Chapiza (JKCH) (Jurásico-Cretácico): Está constituida por areniscas blancas con estratificación cruzada, rocas margosas a veces con huellas de asfalto, areniscas marrones, areniscas finamente resilicificadas y lutitas gris-verde. Aflora al SE de la Cordillera de Cutucú y la potencia se estima en unos 1000m.

Formación Hollín (KH) (Cretácico Inferior): Está constituida por areniscas en paquetes, lutitas, pelitas generalmente de color blanco. La parte superior muestra unas cuarcitas y areniscas blancas con estratificación cruzada. La parte inferior (areniscas, lutitas, esquistos otrelíticos) de la Formación Hollín se encuentra muy plegada en las colinas intermedias de Kilano, San Isidro, Sardinayacu, y la parte superior más resistente se encuentra de Macas a Yulasí y en la Loma de Tigrillo. La potencia se estima en unos 300 metros.

Formación Napo (KN) (Cretácico Superior): Constituida por calizas fosilíferas grises a negras entremezcladas con areniscas calcáreas y abundantes lutitas negras y azules. Muchos componentes son bituminosos. Las rocas presentan importante y significativas variaciones de facies. El afloramiento es muy reducido y se circunscribe a 1km^2 al Norte de la Hoja. La potencia apreciada en la zona es de unos 200m.

Formación Tarqui (PT) (Pleistoceno): Está constituida por rocas volcánicas más o menos consolidadas con una predominancia de piroclastos; aglomerados riolíticos a andesíticos, tobas, cenizas volcánicas. La potencia máxima no alcanza los 500 metros y en la zona de Macas, en su límite oriental, se aprecia apenas unos 25 metros.

Formación Mesa (PlPM) (Plioceno a Cuaternario): Constituyen depósitos de piedemonte, potentes, de tipo fluvio-torrencial, retrabajados. Consisten esencialmente de bloques de lava, rocas eruptivas, rocas metamórficas, lutitas, areniscas, conglomerados, cenizas, etc. La mayor parte está constituida por materiales volcánicos provenientes del Sangay. Se aprecia una potencia entre 100 y 400 metros.

Lahares (lh) (Paleoceno Inferior): Constituyen bloques de rocas volcánicas del Sangay, de varios tamaños, sin clasificación y con lodos volcánicos. Se localizan preferentemente al NW de la Hoja, en las cercanías del volcán Sangay. La potencia varía de 50 a 100 metros.

Formación Mera (QM) (Cuaternario Reciente): Constituye la terraza última, más evolucionada de materiales sometidos a múltiples ciclos erosivos: comprende material generalmente fino como arcillas tobáceas, areniscas; puede contener bloques redondeados de granodiorita, de gneis, etc.

Cubre una gran superficie en las estribaciones de la Cordillera Real, al NE de la Hoja. El espesor varía de 50 a 100 metros.

Terrazas (t) (Pleistoceno, Holoceno): Constituidas por arenas, arcillas, areniscas con o sin bloques, con terrazas recientes que se encuentran en la zona de Cutucú, geológica y geomorfológicamente diferentes de terrazas de otras zonas, potencia máxima de 30 metros.

Terrazas colgantes e imbricadas (tcl) (Pleistoceno Medio-Holoceno): Constituyen un piso intermedio entre los lahares y las formaciones de piedemonte (Mesa y Mera) constituidas por depósitos laharíticos poco evolucionados, distribuidos sin zonificación ninguna. La potencia varía de 20 a 50 metros.

Formación Sangay (Qvs) (Holoceno): Sus depósitos son lavas andesíticas a veces bien bandeadas de color gris y verde, pumíceas, piroclastos, bombas.

La potencia varía mucho en relación a la proximidad del centro eruptivo, estimándose en unos 2500 metros. Estos depósitos recubren una superficie aproximada de 500 km^2.

Depósitos Glaciares (dg) (Pleistoceno): Se encuentran constituidos por tillitas, arenas, gravas y bloques sedimentarios: los mismos presentan una buena consolidación. La petrografía de estos elementos, es variable y así encontramos cuarcitas, esquistos, metalavas, rocas metamorfizadas de origen volcano-sedimentario, granodioritas, etc. Estas rocas se encuentran en las estribaciones superiores de la Cordillera Real sobre los 3000 metros.

Aluviales Actuales (a) y Cenizas Negras (acn) (Holoceno): Se encuentran en todas las terrazas recientes en los cauces de los ríos; se encuentran constituidas de rodados de rocas metamórficas, eruptivas y volcánicas. Los lugares donde predominan son los ríos Upano, Abanico, Sangay, Volcán, Yuquipa.

La potencia se estima entre 5 y 10 metros.

Las cenizas se encuentran mezcladas con arcillas finas y provienen del Volcán Sangay. La potencia va de 10 a 50 metros. Se limitan a la planicie de Jimbitono-General Proaño.

Arcillas con niveles de caolín (ac) (Holoceno): Bien desarrolladas, de color rojo, contienen niveles continuos y bolsas de caolín gris, verde, marrón: siempre se encuentran en la parte superior de la Formación Mera. La potencia varía de 10 a 25 metros.

Arenas Marrón (am) (Holoceno): Arenas silíceas, bien estratificadas, provienen de la disgregación, alteración y erosión de las Formaciones Santiago, Chapiza, Hollín, se localizan en el curso superior del Río Yuquipa; el espesor es de 10 a 20 metros.

Coluviales (c) (Holoceno): Constituyen rocas de grano fino (arcilloso, sin ninguna consolidación, englobando a bloques a veces grandes, de varios tipos de rocas como granodioritas o granodioritas de xenolitos).

La potencia es de 20 a 30 metros aproximadamente y su extensión es de 1 a 6km^2 como máximo.

Aluviales Recientes (aa) (Holoceno): Se encuentran en todas las terrazas recientes y en los cursos de los ríos, la naturaleza de los elementos constituye rodados de rocas metamórficas, eruptivas, volcánicas, arenas limosas, arcillas, etc. Se localizan en los ríos Upano, Abanico, Sangay, Volcán, Yuquipa. La potencia es variable de 5 a 10 metros.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En general, en el Oriente ecuatoriano aparecen tres conjuntos estructurales. Al W una faja de escamas correspondiente al Frente Andino; una zona plegada sub-Andina y la cuenca terciaria-cuaternaria oriental. El conjunto metamórfico de la Cordillera Real se caracteriza por un gran número de direcciones de fallamientos de amplitudes variables. La estructura general se presenta como un anticlinal de eje recortado por fallas recientes (N135E). Se observa también un gran número de fallas de desplazamiento horizontal de poca amplitud.

La parte oriental está afectada por pliegues, fracturas y fallas kilométricas: los pliegues se localizan cerca de la Formación Napo.

La Cordillera de Cutucú se levanta hasta los 2000 metros; el eje de dirección SW-NE se hunde al nivel del río Pastaza según una dirección N-S.

Fuertemente plegada y fallada la Cordillera de Cutucú permite que afloren las antiguas Formaciones Santiago y del Paleozoico del Cerro Macuma (afuera del mapa). La cuenca de Macas no presenta tectónica en superficie, pero se supone la existencia de fallas N-S y pliegues en su profundad.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

En el Paleozoico existe una subsidencia importante de la cuenca profunda Sur; en el Liásico prosigue su hundimiento después de los movimientos orogénicos. En el Jurásico la fosa Sur subsidente y la plataforma al norte del Pastaza se rellenan de sedimentos continentales (Fm. Chapiza). Todo el Oriente ecuatoriano corresponde a una gran cuenca poco profunda (plataforma), que se apoya sobre la saliente de Chiguanza. Del Maestrichtiense al Eoceno la fase orogénica Laramídica pone fin a la sedimentación marina y crea una amplia zona elevada separando la cuenca Norte poco subsidente y una cuenca Sur muy subsidente. La zona Norte por un movimiento isostático o epirogénico, se elevará ligeramente en el Oligoceno; durante la fase paroxismal de la orogénesis Andina. Se forman numerosas estructuras de dirección N-S. La zona sub-Andina adquiere su propio carácter y cabalga la cuenca oriental.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Zonas mineralizadas (pirita, calcopirita y otros sulfuros) encontradas en la parte occidental dentro de las metalavas y cuarcitas podrían ser económicamente interesantes.

Otra zona rica en sulfuros (pirita, calcopirita, galena) y que presenta posibilidades auríferas se encuentra a partir del Río Retiro hasta la zona de escamas.

En los sedimentos fluviales de los ríos Upano, Abanico y sus afluentes existen buenas posibilidades auríferas. Es de notar la presencia conocida de antiguos lavaderos de oro en estos ríos y en los de la red hidrográfica que constituyen el drenaje de la Cordillera de Cutucú.

En lo referente a los minerales no metálicos, el metamórfico existente puede ser utilizado como material de construcción y rocas ornamentales. Arenas marrón por su composición silícea constante y su pureza como sus tonalidades ofrecen interés económico.

Arcillas en grandes cantidades y zonas muy desarrolladas se encuentran entre los ríos Retiro y Salado. Talco casi puro se encuentra en la zona del Retiro. Algunos niveles de caolín podrían ser estudiados en detalle para reconocer su extensión, sus características físicas y mecánicas con el fin de determinar un potencial económico de interés. Aguas subterráneas es posible obtenerlas de los acuíferos existentes en las terrazas y paleo-cauces de los ríos.

REFERENCIAS

BALDOCK J. W. (1982) Boletín explicativo del Mapa Geológico del Ecuador, escala 1:1000000 del DGGM, Quito.

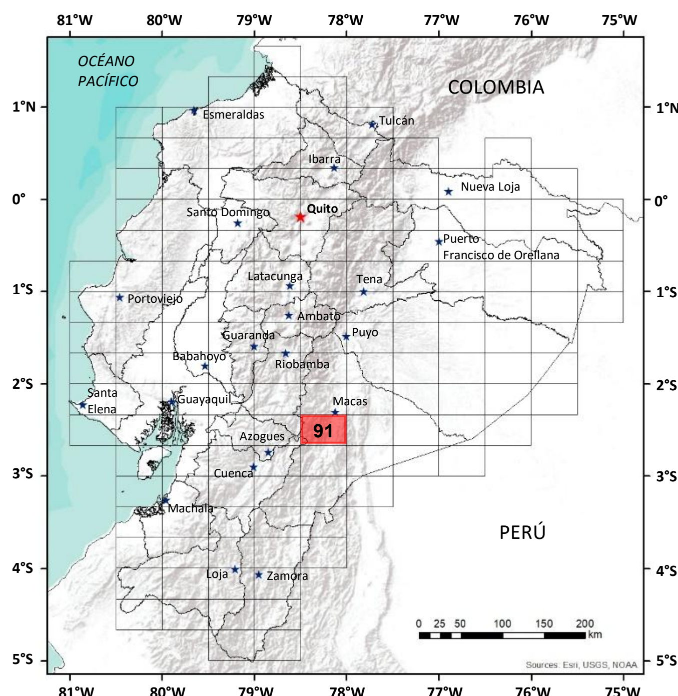
BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. avec collaboration de FEININGER T. et HALL Mt. (1977) Lexique Stratigraphique International.

DGGM (1969) Mapa Geológico del Ecuador, 1:1000000, Quito.

DGGM (1978) Mapa Geológico de Alausí, 1:100000, Quito.

LEWIS G. E., TSCHOPP H. J. & MARLS J. B. (1956) Ecuador, in Handbook of South American Geology.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Editorial del Ministerio de Educación, Quito, Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-91
SUCÚA (1998)

INTRODUCCIÓN

El levantamiento geológico de la Hoja Sucúa escala 1:100000 está considerado dentro del Proyecto Carta Geológica Nacional; cubre un área aproximada de 2059km^2, en la que se presenta un estudio de las diferentes unidades geológicas y su distribución, así como aspectos geomorfológicos, tectónicos, paleogeográficos, hidrogeológicos y de geología económica. En el área se han encontrado rocas que van desde el Paleozoico superior hasta el Cuaternario Reciente.

La Hoja Sucúa (91) escala 1:100000 se encuentra ubicada entre los paralelos 78°00 a 78°30' de longitud occidental y 2°20' a 2°40' de latitud sur, cubre un área entre las estribaciones de la Cordillera Real y las llanuras orientales, correspondiente a las Hojas Censales Cerro de Ayapungo, Sucúa, Guarumales, Logroño (escala 1:50000). Las altitudes varían de 4000 m.s.n.m. hasta los 600-700 m.s.n.m.

Los ríos principales son: Upano, Tutanangoza, Abanico, Seipa, Miruimi, Blanco, Chankachangosa; con orientaciones referenciales N-S en la Cuenca reciente y NO-SE en las vertientes de la Cordillera Oriental.

Los climas que predominan son: frío de alta montaña típico de los páramos andinos, caracterizados por la caída de nieve y granizo en alturas superiores a los 3500m; clima frío, templado, húmedo en alturas comprendidas entre 1500 y 3500m; y finalmente un clima caliente, húmedo de llanura (amazónica) en alturas inferiores a los 1500m. Los meses de mayor precipitación son de junio a septiembre. La vegetación es muy variada dependiendo de los pisos climáticos de páramos hasta tropicales.

GEOLOGÍA

ROCAS INTRUSIVAS (g, gd, d, mg, a)

Se ubican en la parte Norte de la Hoja, consisten de intrusiones granodioríticas de grano grueso y xenolitos; en la parte Sur afloran dos cuerpos graníticos de grano grueso a medio. Las rocas se presentan sin deformación tectónica sin esquistosidad. Están relacionados con estos granitoides, diques de microgranito, aplita y de dolerita. La edad de estas intrusiones es supuestamente Cretácica-Terciaria sin poder excluir edades Jurásicas-Paleozoicas.

ROCAS METAMÓRFICAS

Estas rocas forman parte de la Cordillera Real. En la serie metamórfica que parece constituirse como parte del Grupo Zamora, se observaron menos subdivisiones que en la Hoja Macas y se distinguió solamente cuatro series de rocas, dejando en la parte Sur, un conjunto de rocas del Grupo Zamora Indiferenciado.

Están constituidas de abajo hacia arriba básicamente por:

1) Una serie sedimentaria de tipo turbidítico, la cual contiene abundantes esquistos negros y cuarcitas bandeadas **(SSe)**, abundantes cuarcitas negras y esquistos **(Ssc)**; cuarcitas masivas **(Ssmc)**.

2) Una serie volcano-sedimentaria de rocas verdes típicamente volcánicas, volcano-sedimentarias y sedimentarias **(Svs)**.

3) Grupo Zamora Indiferenciado **(ZI)**, se encuentra constituido por esquistos negros y cuarcitas bandeadas.

La edad del conjunto es supuesta en parte paleozoica y probablemente precámbrica?

Rocas de metamorfismo regional débil (Paleozoicas?): Estas rocas pertenecen a la cuenca sedimentaria Amazónica y vienen del afloramiento en el frente subandino por la parte Cratónica que hizo subir la "hese" de las series Jurásico-Cretácicas.

Unidad de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias (P?): Ligeramente metamorfizadas (metalavas de hornblenda fenocristalina, metatobas, metapiroclastos verdes-violáceos).

Esta unidad podía constituir una parte de la Formación Pumbuiza, que aflora apenas a una decena de kilómetros en la Cordillera del Cutucú y ha sido encontrada en perforaciones efectuadas, a centenares de metros de profundidad.

Formación Abanico (f.A.) (Paleozoico?): Está constituida de una alternancia de filitas y areniscas, y de calizas ligeramente metamorfizadas (lo que no fue encontrado en la Hoja Macas). Las calizas contienen restos de conchas y evidencias de microorganismos.

Todo el conjunto presenta una esquistosidad ligera y grafito débilmente metamorfizado.

Se encuentra al lado oriental de la faja metamórfica de la Cordillera Real y aflora como banda N-S, en las Hojas de Macas-Sucúa-Méndez, se podrá atribuir una edad paleozoica (Bashkiriense-Carbonífero) y su potencia se estima entre 1000-1500m. Sin embargo, se podrá tratar también de unas lutitas negras, metamorfizadas de la Formación Napo, aunque dicha hipótesis parezca estructuralmente más improbable.

En los mapas anteriores coincide bastante bien con la Formación Margajitas.

ROCAS SEDIMENTARIAS

Formación Santiago (JS) (Jurásico Inferior): Constituida en parte por series turbidíticas de origen sedimentario y de erosión volcánica mezclada con sedimentos, se caracteriza básicamente por calizas grisáceas a gris azuladas, bien estratificadas en capas decimétricas y relativamente puras, y ocasionalmente areniscas rojas.

Potencia estimada entre 100 y 1500m.

Formación Chapiza (JKCh) (Jurásico-Cretácico): Contiene areniscas, lutitas turbidíticas de origen sedimentario, sobre todo volcánico. Aflora bastante en la Cordillera del Cutucú y en la zona subandina donde podría ser confundida con la Formación Tena por su color típico violáceo, su origen volcánico y su posición estructural. Su potencia estimada es de 1000m.

Formación Hollín (KHc y Khm) (Cretácico Inferior): Constituida por areniscas en paquetes, lutitas, pelitas y cuarcitas de color blanco-amarillo sumamente típicas. Se nota abundancia de figuras sedimentarias como estratificaciones cruzadas. Potencia evaluada a 300m.

Formación Napo (KN) (Cretácico Superior): Típicamente está constituida por calizas azules a gris azuladas, ricas en fósiles (conchas entre otros) y rocas carbonatadas (margas, arcillas, areniscas carbonáceas, etc.). A veces por una acumulación biodetrítica tan fuerte que se convierte en lumaquelas.

Su potencia en la zona Sur es aproximadamente 400m, para desaparecer probablemente por razones paleogeográficas, en la parte Norte de la Hoja (ver Hoja de Macas donde casi no aparece la Napo).

Formación Mesa (PLP_M) (Plioceno-Cuaternario): Constituyen potentes depósitos de piedemonte de tipo fluvio-torrencial retrabajados. Consisten esencialmente de bloques de lava, rocas eruptivas, rocas metamórficas, lutitas, areniscas, conglomerados, cenizas, etc. La mayor parte está constituida por materiales volcánicos provenientes del Sangay. Se aprecia una potencia variable entre 100 y 400m.

Formación Mera (Q_M) (Cuaternario-Reciente): Constituye la terraza última más evolucionada de materiales sometidos a varios ciclos erosivos comprende material generalmente fino como arcillas tobáceas, areniscas; puede contener bloques redondeados de granodioritas, gneis, etc.

Aluviales recientes (a) (Holoceno): Se encuentran en los cauces de los ríos como terrazas constituidas de rodados de rocas metamórficas, eruptivas, volcánicas y sedimentarias descritas anteriormente. Los lugares donde predominan son los ríos Upano, Tutanangoza, Abanico, Seipa, en potencias de 5 a 10m.

Terrazas Colgantes (TC) (Cuaternario): En la Cordillera del Cutucú, constituye un piso intermedio entre los coluviales y las terrazas de los ríos de la Cordillera del Cutucú; son depósitos básicamente rodados procedentes de la Formación Chapiza y esporádicamente de la Formación Santiago, mezclados en arenas y arcillas.

Terrazas (T) (Pleistoceno-Holoceno): Constituido por arenas, arcillas, areniscas con o sin bloques, terrazas recientes que se encuentran en la zona de Cutucú, geológica y geomorfológicamente diferentes de las terrazas de otras zonas.

Potencia máxima: 3m.

Terrazas altas (Ta) (Pleistoceno Medio-Holoceno): Constituye un piso intermedio entre los coluviales de las estribaciones de la Cordillera Real y los aluviales de los ríos principales (Tutanangoza y Upano) (Fm. Mera-Mesa). Los materiales son poco evolucionados y sin ninguna distribución. Potencia medida entre 20 y 50m.

Coluviales (c) (Cuaternario): Se distribuyen en todas las zonas geomorfológicas (ver esquema geomorfológico). Son rocas de grano fino a medio, poco consolidadas, en su mayoría arcillas englobando a bloques a veces grandes (métricos) de varios tipos de rocas (metamórficas, granitos, granodioritas y todas las Formaciones sedimentarias descritas anteriormente).

Glacis (g→) (Cuaternario): Son superficies de afloramientos que podían constituir niveles de terrazas muy antiguas de pendiente ligera (generalmente inferior al 1%).

Depósitos y formas glaciares (dg): Se encuentran constituidos por tilitas, arenas, gravas y bloques sedimentarios, bien consolidados. La petrografía de estos elementos es variable, contiene cuarcitas, esquistos, metalavas, rocas metamorfizadas de origen volcano-sedimentario, granodioritas, etc. Estas rocas se las encuentra en las estribaciones superiores de la Cordillera Real sobre los 300m.

Formas glaciares c: glaciar, v: valle glaciar, la: lago, l: lago actual, G: indiferenciado

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En la zona de la Hoja de Sucúa se distinguen cuatro zonas estructurales (referirse al mapa geológico, a la sección AA' y al esquema tectónico) que son:

1) Zona Andina: Está caracterizada por tipos de rocas bien definidas, las cuales han sufrido generalmente el mismo efecto de deformación común a cada unidad:

a) Unidad Occidental: Rocas sedimentarias (volcano-sedimentarias?) macizas con dos esquistosidades en su mayoría la estratificación S1 es generalmente vertical y cruzada 30°-40°, por S2 que buzan hacia el W. Existen plegamientos verticales S1 y S2 probablemente posteriores al plegamiento mayor.

b) Unidad Central: Turbiditas afectadas por pliegues fuertes, normales, inversos con buzamiento general de los ejes de pliegues hacia el W y esquistosidad replegada. Esas rocas son afectadas por fallas verticales.

c) Unidad Oriental: Series volcánicas y volcanosedimentarias afectadas por pliegues muy fuertes (esquistosidad primaria no plegada), fallas generalmente verticales. En su frente oriental aparecen fallas de cabalgamiento.

2) Zona Subandina: Es la más compleja estructuralmente, se distinguen 6 unidades desde el W al E.

a) ***Escamas de Formaciones Cretácicas (Fm. Hollín-Fm. Napo):*** Deformadas en pliegues normales e inversos de buzamiento hacia el W. Las fallas de cabalgamiento son mayores. No se observa ningún metamorfismo ni esquistosidad.

b) ***Escamas en la Formación Abanico:*** Pliegues fuertes, esquistosidad plegada, boudinage y metamorfismo regional, afectando filitas, cuarcitas y metacalizas.

c) ***Escamas en la Formación Pumbuiza?:*** De las mismas características tectónicas y metamórficas que en el literal b; afectando rocas volcánicas y volcano-sedimentarias.

d) ***Macizos resistentes de granitoides:*** Sin ninguna deformación ni grado de metamorfismo. Dichos macizos han frenado las compresiones y producido dos fenómenos: 1° los retrocabalgamientos que desde ahora en adelante van a ir aumentándose hacia el E; un efecto de acción y reacción causando una distensión en la zona extrema frontal, la cual permitiría la formación de un colapso en graben.

e) ***Escamas de las Formaciones Chapiza, Hollín, Napo:*** En pliegues de menor intensidad, sin esquistosidad y sin grado de metamorfismo, pero con fallas de cabalgamiento y retrocabalgamientos fuertes.

f) ***Escamas terminales*** de las mismas Formaciones con una deformación de menor importancia.

3) Cuenca del Río Upano: Afloran las Formaciones Santiago, Chapiza, Hollín, Mera y Mesa; las tres primeras pueden encontrarse en los bordes de las fallas normales las cuales han provocado el hundimiento en graben.

Las capas son poco deformadas (buzamiento de 10-20° en promedio) y no tienen ninguna huella de metamorfismo.

Esta zona constituye estructuralmente un modelo clásico de deformación de distensión en un antepaís, frente a una zona de compresión mayor.

4) Cordillera de Cutucú: La estructura mayor es un anticlinorium regional, se complica de pliegues anticlinales y sinclinales de menor importancia, ajustando principalmente a la Formación Chapiza y en las zonas N y S a la Formación Santiago. Fallas verticales complican ligeramente el conjunto.

Se supone, en referencia con los datos petroleros, que el "piso" paleozoico (Fm. Pumbuiza-Fm. Macuma, devónica-Bashkiriense), se encuentran a poca profundidad.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

En el Paleozoico existe una subsidencia importante de la cuenca profunda al Sur; el Liásico prosigue su hundimiento después de los movimientos orogénicos. En el Jurásico, la fosa Sur subsidente y la plataforma al Norte del Pastaza se rellenan de sedimentos continentales y volcánicos (Fm. Chapiza). Todo el Oriente Ecuatoriano corresponde a una gran cuenca poco profunda (plataforma), que se apoya sobre la saliente de Chiguanza. Del Maestrichtiense al Eoceno la fase orogénica Laramídica pone fin a la sedimentación marina y crea una amplia zona elevada separando una cuenca Norte poco subsidente y una cuenca Sur muy subsidente. La zona Norte por un movimiento isostático o epirogénico, se elevará ligeramente en el Oligoceno; durante la fase paroxismal de la orogénesis Andina. Se forman numerosas estructuras de dirección N-S. La zona sub-andina adquiere su propio carácter y cabalga la cuenca oriental.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Se encuentran zonas mineralizadas con pirita y otros sulfuros, principalmente en los alrededores de los intrusivos granitoidales y en la Formación Abanico donde son diseminados y relacionados con sistemas de diques.

Hierro de oxidación aparece también en estas regiones.

Grafito es abundante en las calizas de la Formación Abanico.

Oro aluvial aparece en los ríos Abanico y Upano.

Asfalto está presente en núcleos, principalmente en las rocas carbonatadas de la Formación Napo en la zona Subandina.

Como materiales de construcción, se observan arcillas, calizas.

Escasos afloramientos de caolín se presentan en las llanuras de pie de monte de la Cordillera del Cutucú, son menos desarrollados que en la Hoja de Macas. Existen en los ríos principales (Upano-Yurupaza) canteras activas y potenciales en materiales de construcción y lavaderos auríferos.

REFERENCIAS

BALDOCK J. W. (1982) Boletín explicativo del Mapa Geológico del Ecuador escala 1:1000000. DGGM.

BRISTOW C. R. et HOFFSTETTER R. avec collaboratión de FEININGER T. et HALL Mt. (1977) Lexique Stratigraphique, International.

DGGM (1969) Mapa Geológico del Ecuador 1:1000000, Quito.

DGGM (1975) Mapa Geológico de Alausí 1:100000, Quito.

DGGM (1980) Mapa Geológico de Cañar 1:100000, Quito.

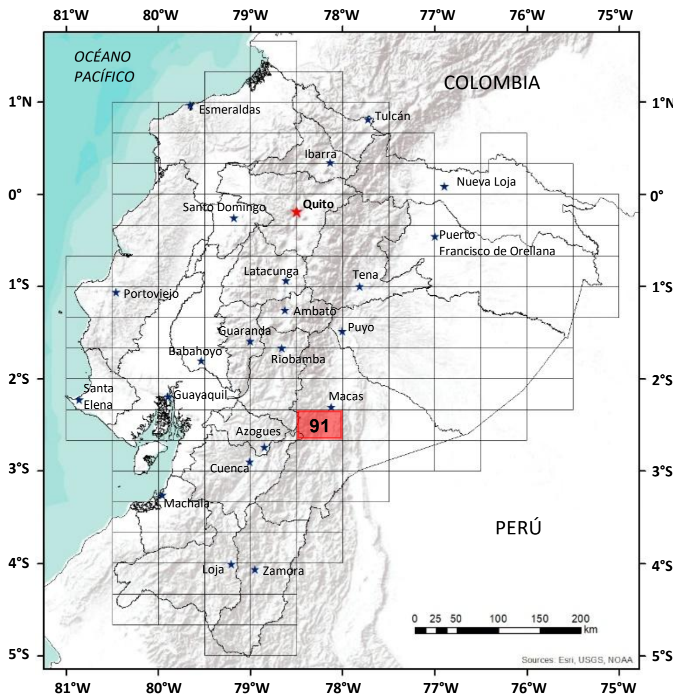
DGGM (1989) Mapa Geológico de Azogues 1:100000, Quito.

INEMIN (1989) Mapa Geológico de Macas 1:100000, Quito.

INEMIN (1996) Mapa Geológico de Méndez 1:100000, Quito.

LEWIS G. E., TSCHOPP H. J. & MARLS J.B. (1956) Ecuador, in Handbook of South American Geology

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Editorial del Ministerio de Educación, Quito, Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-91
SUCÚA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Sucúa se encuentra al sureste del Ecuador, en la provincia de Morona Santiago, formando parte del flanco oriental de la Cordillera Real y la Zona Subandina, conformando una franja estructural de transición entre los Andes y la llanura amazónica. El acceso principal parte desde la ciudad de Macas, mediante una red vial que permite el ingreso hacia localidades como Sucúa, Logroño y Santiago de Méndez, mediante rutas que ascienden a zonas de cordillera media y alta.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Paleozoico**, se desarrolló un margen pasivo, representado por el **Esquisto Agoyán ($D1_A$)**, compuesto por esquistos y gneises, ha sido interpretada como una formación sedimentaria metamorfizada, cuyas edades corresponden al **Devónico**. [1], [2]. Por otro lado, la **Formación Chigüinda (C_C)**, integra a cuarcitas y filitas de origen marino cratónico [1] y por **la Formación Macuma ($C2_M$)**, se caracteriza por calizas fosilíferas propias de una plataforma somera carbonatada [3].

En el **Mesozoico**, la **Formación Santiago ($J1_S$)** se depositó durante el **Jurásico Inferior**. Está constituida por calizas fosilíferas, lutitas, areniscas y flujos volcánicos, interpretados como una plataforma marina que evolucionó hacia ambientes deltaicos con influencia volcánica [3], [4], lo que sugiere un episodio de subsidencia post-rift [5].

En la Cordillera Real, La **Formación Upano ($J2K1_U$)** está conformada por esquistos, metandesitas y volcanosedimentos metamorfizados [1]. Con base en datos geoquímicos y geocronológicos, esta secuencia puede interpretarse como el equivalente metamórfico de las formaciones Misahuallí y Chapiza, del **Jurásico Superior-Cretácico Inferior**. Su elevado grado de deformación y metamorfismo evidencia su incorporación a la cuña orogénica andina. Mientras que en la Zona Subandina, la **Formación Chapiza ($J2K1_{Ch}$)** corresponde a una secuencia volcanosedimentaria del **Jurásico Medio al Cretácico Inferior**, que rellena estructuras extensionales mediante abanicos aluviales y flujos de escombros con aporte volcánico [6].

Además, en la Cordillera Real, la **Formación Alao Paute ($J3K1_{Ap}$)** incluye a metandesitas y filitas [1], aflora como una faja tectónica en el extremo noroccidental del área. Esta formación representa un arco volcánico submarino desarrollado sobre corteza continental adelgazada; datos termo-barométricos la sitúan en el **Cretácico Inferior** [8].

En la Zona Subandina, durante el fin del **Cretácico Inferior** y sobre un relieve heterogéneo en discordancia angular, se depositó la **Formación Hollín ($K1_H$)**, constituida por secuencias fluviales que evolucionaron a facies costeras [9]. La **Formación Napo (K_N)**, del **Albiano al Campaniano**, representa una sucesión de ambientes marinos someros, con importante contenido de materia orgánica, que se depositó durante un evento transgresivo debido a las fluctuaciones del nivel del mar [6]. Posteriormente, durante el **Maastrichtiano- Paleoceno**, se desarrolla **la Formación Tena ($K2Pc_T$)**, compuesta por areniscas, conglomerados, limolitas y lutitas rojas depositadas en una planicie aluvial, producto de episodios de exhumación andina relacionados con la colisión de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP) contra la margen noroccidental de Sudamérica [2]. Este evento marca el inicio de la formación de la cuenca de antepaís de retroarco.

En el **Cenozoico** destacan dos formaciones principales: la **Formación Chambira (MPL_{Ch})** depositada en el intervalo Mioceno al Plioceno, que incluye secuencias de conglomerados y areniscas cuyo origen se vincula al desarrollo de abanicos aluviales, mientras que la **Formación Mera ($PLPl_M$)**, se depositó en el **Plioceno al Pleistoceno** a partir del desarrollo de sistemas fluviales de alta energía [2]. La Formación Mera contiene conglomerados volcánicos en matriz arenosa, con menor proporción de clastos intrusivos y metamórficos. Esta secuencia refleja la evolución de sistemas fluviales de alta energía generados por la erosión activa de la Cordillera Real, en un contexto de deformación de canibalización tectónica.

En el sector noroccidental y central del área de estudio se reconocen cuerpos intrusivos de composición granodiorítica. Estas intrusiones, interpretadas como post-cretácicas, afectan a las formaciones Agoyán, Upano y Napo, alineándose con estructuras tectónicas de orientación NE–SO.

Durante el **Cuaternario**, se identifican depósitos superficiales tales como **Glaciares (Q_G)** (tilitas, arenas, gravas), **Coluviales (Q_C)**, y **Aluviales (Q_A)** recientes, dominados por materiales volcanoclásticos provenientes del volcán Sangay.

La geología estructural del área está dominada por un sistema de fallas inversas con orientación predominante N–S a NNE–SSO, resultado de la inversión tectónica de fallas extensionales originadas durante el **Jurásico** [1]. Este sistema responde a un régimen compresivo de tectónica en bloques, característico de la Zona Subandina, donde los bloques estructurales han sido levantados o hundidos mediante sistemas de cabalgamientos. Las fallas Baños, Llanganates y Cosanga-Méndez destacan entre las principales estructuras identificadas, ejerciendo un control significativo sobre la geometría de las formaciones litoestratigráficas y la configuración del relieve regional.

REFERENCIAS

[1] M. LITHERLAND, J. A. ASPDEN & R. A. JEMIELITA (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador, British Geological Survey, Overseas Memoir No. 11.

[2] E. G. GUTIÉRREZ, B. K. HORTON, C. VALLEJO, L. J. JACKSON & S. W. M. GEORGE (2019) “Chapter 9 - Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous– Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador,” in Andean Tectonics, B. K. Horton and A. Folguera, Eds., Elsevier, pp. 237–268, doi: 10.1016/ B978-0-12-816009-1.00011-3.

[3] H. J. TSCHOPP (1953) “Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938–1950,” AAPG Bulletin, vol. 37, no. 10, pp. 2303–2347.

[4] J. GAIBOR, J. P. A. HOCHULI, W. WINKLER, & J. TORO (2008) “Hydrocarbon source potential of the Santiago formation, Oriente basin, SE of Ecuador,” Journal of South American Earth Sciences, vol. 25, no. 2, pp. 145–156.

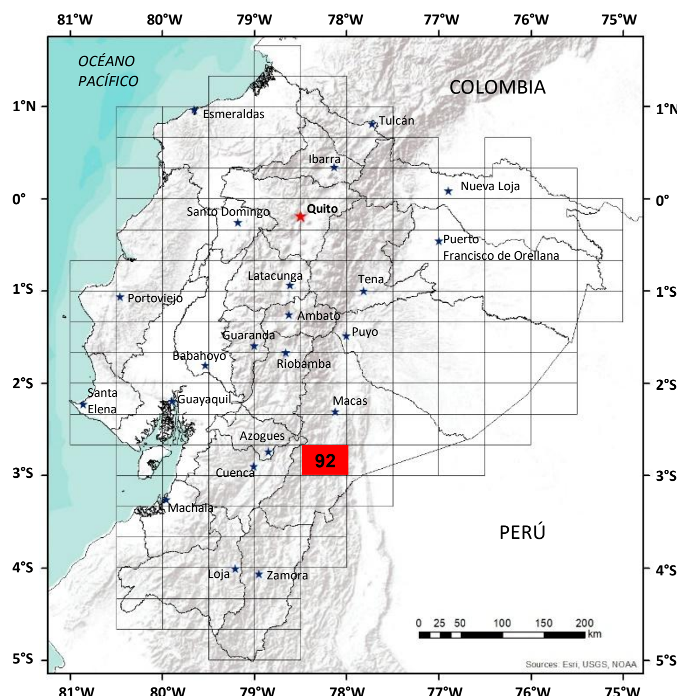
[5] S. ROSAS, L. FONTBOTÉ, & A. TANKARD (2007) “Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru,” Journal of South American Earth Sciences, vol. 24, no. 1, pp. 1–24, doi: 10.1016/j.jsames.2007.03.002.

[6] C. VALLEJO, C. ROMERO, B. K. HORTON, R. A. SPIKINGS, J. GAIBOR, W. WINKLER, ET AL. (2021) “Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America,” Global and Planetary Change, vol. 204, p. 103555.

[7] N. ROMEUF, L. AGUIRRE LE BERT, P. SOLER, G. FÉRAUD, E. JAILLARD & G. RUFFET (1995) “Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes,” Andean Geology, vol. 22, no. 2, pp. 245–259.

[8] H. CARRASCO, A. FOLGUERA, C. VALLEJO, R. SPIKINGS, B. BEATE & R. COCHRANE (2023) “Geochronological, geochemical and isotopic characterisation of the Early Cretaceous Andean margin within Ecuador: The Alao Arc,” Lithos, vol. 462–463, p. 107400, Dec, doi: 10.1016/j.lithos.2023.107400.

[9] C. W. ROMERO, A. B. GRAMAL, F. R. CARRANCO, & S. D. TOAINGA (2019) “Asociación de facies: La clave para la identificación de la Formación Hollín en la región sur oriental del Ecuador,” Revista Científica GeoLatitud, vol. 2, no. 1, pp. 9–23.



HOJA GEOLÓGICA-92
MÉNDEZ (1994)

SUMARIO

La Hoja Geológica de Méndez se encuentra ubicada al Suroriente del territorio ecuatoriano en la provincia de Morona Santiago, está comprendida dentro de las coordenadas 78°00’-78°30’ de Longitud Oeste y 02°40’-03°00’ de Latitud Sur. Abarca un área de 2050km^2, dentro de la cuenca hidrográfica del río Santiago; morfológicamente presenta paisajes y relieves que van desde zonas planas a zonas de colinas, con cotas que van de 500 a 3000 m.s.n.m. En la parte oriental se destaca la Cordillera de Cutucú con altitudes de más de 2000 m.s.n.m.

El clima es variable desde templado a tropical húmedo (lluvioso): La zona tropical húmeda se localiza en las estribaciones de la cordillera El Cruzado y Zapote Naida; con temperaturas que fluctúan entre los 20°C y 25°C. La humedad relativa es del orden del 85%.

La zona cálida se localiza en los valles de los ríos Paute, Negro, Namangoza y Upano, en donde la temperatura varía desde los 20°-30°C.

La pluviometría es abundante durante el año, se llega a una media anual superior a los 3000mm. La humedad relativa mantiene un promedio anual del 89%.

La vegetación es variada de acuerdo con las zonas climáticas siendo preferentemente tupida y abundante.

En el área de estudio, estratigráficamente se han encontrado rocas con edades que van desde el Paleozoico al Cuaternario.

La principal red de drenaje está dentro de la cuenca hidrográfica del río Santiago que se origina en la zona subandina, dirigiéndose hacia la parte oriental hasta desembocar en la vertiente amazónica, la conforman el río Negro con sus afluentes: Cruzado, Shiro y Tayuza que se unen con el Paute cerca de Méndez; el río Paute lo conforman el Pescado, Cuchanza desembocando en el río Santiago; el río Yunganza con sus afluentes Santa Clara, Blanco, Yuquianza, Chiviaza y Cuntza. En el lado oriental de la Cordillera del Cutucú, se encuentra el río Huambiza y otros menores que desembocan en el río Yaupi.

Las ciudades y poblaciones más representativas son: General Plaza Gutiérrez (Limón), Méndez, Patuca, Tayuza, Chiviaza, Copal, El Ancho, Chupianza y El Rosario (Yunganza).

Por efecto de las diferentes litologías, se observan varios patrones de drenaje, los provenientes de la Cordillera Real son subparalelos que atraviesan secuencias de esquistos de bajo grado correspondientes a las rocas metamórficas, calizas y lutitas de la Formación Napo y areniscas de la Formación Hollín.

Los drenajes de la cordillera del Cutucú son dendríticos y atraviesan a las formaciones Chapiza y Santiago.

Existen tres zonas geomorfológicas que las podemos definir como: zona de montaña, zona de colinas y zona plana.

GEOLOGÍA

El área de estudio está constituida por un basamento cristalino con rocas de edad Paleozoica pertenecientes a la Cordillera Real que se encuentran cabalgando sobre rocas Jurásicas-Cretácicas, depósitos sedimentarios cretácicos, rocas volcánicas recientes y los depósitos superficiales que representan eventos geológicos más jóvenes.

Rocas metamórficas (Paleozoico): Al Oeste de la Hoja se encuentran las estribaciones andinas en donde existen rocas metamórficas de edad paleozoica, que afloran en contacto con el paquete de rocas Jurásicas-Cretácicas de la cuenca oriental, constituidos por esquistos cuarcíticos de color blanquecino, esquistos sericíticos y en menor proporción esquistos grafitosos y micáceos (cabeceras de los ríos Salado y Blanco) sector de General Plaza c. (812-725).

Esta serie metamórfica forma parte del Grupo Zamora (Baldock, 1982) se distinguen dos unidades de rocas, la primera cuya litología está conformada por esquistos negros y cuarcita, la segunda que consiste de una serie volcano-sedimentaria. Estas unidades pueden ser relacionadas con el Grupo Paute, específicamente con los esquistos de El Pan, aflorantes en la Hoja de Azogues, escala 1:100000, constituidas litológicamente por una serie de esquistos verdes, filitas negras y rocas meta-volcánicas (Río Tayuya) c. (865-960).

Técnicos de la ODA y CODIGEM a esta secuencia volcano-sedimentaria la denominan como Subdivisión Upano, unidad compuesta por esquistos verdes de cuarzo-calcita-clorita, filitas de cuarzo y esquistos grafitosos con menas cuarcitas, siendo de esta manera similares a las rocas verdes de la División Alao, donde el metamorfismo es mayor en la facies de esquistos verdes.

Siendo una secuencia metamorfoseada, estas rocas han sido atribuidas previamente a la Formación Pumbuiza (Sauer, 1958) o al grupo más joven Margajitas (Baldock, 1982) y Abanico (?) en la Hoja de Sucúa.

Formación Santiago (JS) (Jurásico Inferior): En la Hoja se localiza al suroriente, los principales afloramientos a lo largo del río Santiago y en el sitio Peñas Blancas c. (837-632), están representados por una secuencia de calizas silíceas en capas delgadas de color gris amarillento a negro, con intercalaciones de areniscas calcáreas de color gris; las calizas contienen nódulos de cherts color negro.

La Formación es predominantemente calcárea, con intercalaciones volcánicas como brechas y areniscas tobáceas. A lo largo de la Formación se pueden observar algunos fenómenos kársticos.

Estratigráficamente se encuentra subyaciendo a la Formación Chapiza a nivel regional.

Otto F. Geyer (1982) le asigna una unidad Sinemuriana inferior por la existencia de *Ammonites Arnioceras sp.* y *Coroniceras sp.*

Formación Chapiza (JKch) (Jurásico): En la Hoja aflora desde General Plaza a Yunganza y en la vía Patuca-río Yuquianza c. (809-671); en los cortes realizados en estas vías, a las rocas se las puede identificar como parte del miembro Superior Misahuallí, sus características litológicas son secuencias de lavas basálticas de color verde, conglomerados, areniscas, lutitas y brechas.

En el sector del río Chicotazo c. (807-678) se puede observar una secuencia turbidítica sedimentaria de varias decenas de metros tipo "Flysch", con intercalaciones de arenisca gris-negra, arcillas y areniscas abigarradas de verdes a violeta, las turbiditas presentan una gran variedad de estructuras sedimentarias, incluyendo estratificación graduada, la orientación de los rumbos es bastante regular (Norte-Sur), las capas presentan un buzamiento que varía desde horizontales a inclinadas, describiendo pliegues normales inclinados y volcados.

El límite inferior se lo conoce al Sur de la zona, descansa discordantemente sobre la Formación Santiago y más al oriente sobre la Formación Macuma, se halla suprayacida discordantemente por la Formación Hollín, aunque existen criterios que entre las dos se presenta un contacto gradacional.

Formación Hollín (KH) (Cretáceo): Las rocas cretácicas de la Formación Hollín afloran en la parte central de la Hoja Méndez y en la zona de General Plaza, formando depósitos aislados producto de la erosión, conformados por areniscas de grano medio a grueso, en el sector de la Punta c. (937-776), hacia el río Pescado se presenta con intercalaciones de lutitas negras e impregnaciones asfálticas.

En el punto de c. (928-746) los bancos de arenisca se intercalan con delgadas capas de lutitas negras y capas silíceas obscuras.

La base de la Formación Hollín descansa sobre la Formación Chapiza en discordancia angular, en la parte occidental de la cordillera del Cutucú, descansa discordantemente sobre la Formación Santiago; el contacto superior con la Formación Napo por lo general es transicional. El espesor de la formación varía de 80-250 metros.

Formación Napo (KN) (Cretáceo): En la Hoja se presenta al Oeste, junto a la zona de sobrecorrimiento a manera de bloques y fajas, siendo más notables los afloramientos al Oeste de Méndez entre el río Cuchanza y el reciento la Margarita c. (791-012).

Se presentan como una secuencia de calizas pizarrosas de color obscuro a gris claro con intercalación de nódulos fósiles rellenos de calcita. Localmente en el río Cuntza c. (919-834) las calizas tienen un aspecto de un conglomerado calcáreo formado por nódulos, presenta pirita especialmente entre los planos de estratificación; las calizas presentan intercalaciones de lutitas con vetillas de calcita con dirección predominante N25°E y ángulos de inclinación 19°W.

Fauna fósil de conchas, Lamelibranquios (Moluscos), se recolectaron para realizar estudios en el sector de Panía c. (092-012), fósiles recolectados por L. Cevallos-J. Sierra, en el sector de Chinimbime c. (100-039); estudios realizados en U.K. por M.A. Woods en 1992, pertenecen a la Formación Napo del Cretácico Inferior (Albiano Superior) contienen Bivalvos Plicutulo sp., asociado con fauna de ammonites del Albiano Superior que incluyen Hipongonoceras? Choberti Collignon, Oxytropidoceras Cantianum Spath, Oxytropidoceras (Venezoliceras) ef. Madagascariense (Collognon).

Las muestras recolectadas por L. Cevallos-J. Sierra, fueron estudiadas en Gran Bretaña, a las mismas que se les sacó moldes de yeso que reposan en la B.G.S de Keyworth, Nottingham, U.K. bajo el registro 5014 y 5018.

El contacto con la Formación Hollín es concordante y por no observarse Formaciones terciarias, ésta descansa directamente sobre rocas cuaternarias de la Formación Mera.

Esta Formación ha sido datada como Cretácico Superior, concretamente ubicada entre el Albiano y Santoniano.

Formación Mera (QM) (Mioceno-Pleistoceno): Consiste en depósitos de terrazas jóvenes compuestas por abanicos cuaternarios de pie de monte, tobas arenosas y arcillosas con varios horizontes de conglomerados gruesos con estratificación cruzada.

Afloran en la parte superior de la Hoja, ocupando las zonas de topografía suave, en sectores como Patuca y Chupianza y en terrenos de topografía regular ubicados a lo largo de la vía Yunganza-Bella Unión.

Los depósitos de la Formación Mera indican el último período importante de fallamiento y levantamiento, están menos disectadas que las terrazas remanentes de la Formación Mesa.

Por tratarse de una Formación de origen fluvio-lacustre los estratos de disposición subhorizontal descansan discordantemente sobre Formaciones más antiguas. Tiene una potencia máxima de 200-350 metros en los valles de los ríos Paute, Negro y sector Norte del Yunganza.

Rocas volcánicas indiferenciadas (Pv) (Pleistoceno): Afloran al norte de Patuca, se presentan como una lava riodacítica de textura porfirítica de color gris-verdoso, muy fracturada; sobre ella se depositan sedimentos tobáceos con una potencia de ± 8-10m c. (057-987) río Chuza.

Depósitos aluviales (Cuaternario): Depósitos localizados en las márgenes de los ríos Upano, Negro y Yunganza; conformados por rocas de diferentes litologías, al igual que las terrazas son materiales poligenéticos de variado tamaño, generalmente mal clasificado.

Depósitos coluviales (c) (Cuaternario): Se localizan al pie de terrenos de elevada pendiente recubriendo los flancos de colinas y montañas; gravas, arenas, limos y arcillas conforman estos depósitos en proporciones variables. Se encuentran en el sector del El Rosario, Chiviaza y río Yananas.

Depósitos de terrazas (t) (Cuaternario): La terraza más desarrollada se encuentra ocupando la margen izquierda aguas abajo del río Paute, lugar que en la actualidad se levanta la ciudad de Méndez.

Está constituida por gravas, arenas, limos y arcillas; su espesor alcanza unos 40m y cubre parcialmente a las rocas Cretáceas.

Derrumbes: Se encuentran principalmente a lo largo del carretero Limón-Yunganza, originados por la inestabilidad de los taludes y la fuerte pendiente de los terrenos de la zona.

ROCAS INTRUSIVAS

Existe un pequeño cuerpo intrusivo ubicado SSE del cantón General Plaza de litología variable, predominando rocas de composición granítica, granodioritas a dioritas.

Las rocas graníticas se presentan de manera compacta, de tono gris, grano medio a grueso, con presencia de fenocristales de feldespatos porfiríticos zonados.

A lo largo del carretero General Plaza-Bella Unión se observan algunas apófisis (formas alargadas), presentándose la roca de color gris claro de grano medio con presencia de fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo, de forma subhedral.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área de estudio, estructuralmente presenta las fases tectónicas que originaron las estructuras observadas como resultado de varios eventos detectados a través de imágenes rada, Landsat y fotografías aéreas.

La zona evidencia una gran actividad tectónica, lo que ha permitido el desarrollo de fallas, pliegues y fracturas ocasionadas por esfuerzos compresionales, con una orientación regional N-S, siendo la inclinación de sus planos de buzamiento hacia el Oeste.

Fallas: El elemento principal que controla la configuración tectónica del área es la falla de sobrecabalgamiento denominada Falla Real, que determina el desplazamiento de las rocas metamórficas de la Cordillera Real sobre los sedimentos jurásicos y cretácicos de la cuenca oriental.

Los movimientos a lo largo de ella han estado presentes en forma continua durante el Mesozoico y Cenozoico. Paralela a esta falla se ha formado un sistema de fallas inversas y/o fracturas imbricadas que afectan a las Formaciones Chapiza, Hollín, Napo, dando lugar a una zona de escamas y sobrecorrimientos, cuya edad es Miocénica (V. Encalada).

Esta falla tiene una orientación promedio de 10°W-15°S con buzamientos hacia el Oeste.

Otra gran falla que controla la configuración tectónica del área es la Falla Oriental, ubicada en el extremo Este de la Hoja Méndez, se trata de un grupo de fallas inversas y cercanas entre si con buzamiento predominante al Oeste y a lo largo de las cuales las rocas jurásicas y cretácicas de la zona subandina se encuentran en contacto con las rocas eoceno-pleistocénicas de la Cuenca de Iquitos.

Pliegues: La Cordillera del Cutucú se encuentra ubicada al Este de los Andes separado de esta al Norte por el valle del río Upano y al sur por el río Namangoza, formando una cadena independiente con elevaciones de ± 2000 m.s.n.m.

Geológicamente está conformada por una serie de sedimentos de edades comprendidas entre las eras Paleozoica y Terciaria.

La deformación se manifiesta con la presencia de amplios pliegues y fallas regionales, tectónicamente es muy fracturado, que afectan litológicamente a la Formación Chapiza y Formación Santiago.

El conjunto de la Cordillera del Cutucú forma parte del gran geosinclinal cuya depresión tiene como límites por el Norte la parte meridional del Macizo de Macarena y al Sur los valles de los ríos Madre de Dios y Beni en Perú y Bolivia.

HISTORIA GEOLÓGICA

La Cordillera Real constituye el gran cinturón de rocas metamórficas de edad Paleozoica también forma parte de la Cordillera Cardinal Norandina (W. Sauer) que hizo de umbral tectónico entre el Oeste-Sureste, función que la cumplió durante el Jurásico y debido a los primeros efectos orogénicos de la Era Neo-andídica superó en el Mesozoico el eugeosinclinal al Oeste y el miogeosinclinal al Este.

La fase orogénica desarrollada en el Jurásico, tuvo enorme influencia en la formación inicial de la Cordillera Norandina (fase orogénica peruana) aunque datos radiométricos sugieren un período de metamorfismo Triásico, encontrándose una secuencia sedimentaria de gran volumen del Jurásico Inferior (Formación Santiago) acumulada en el miogeosinclinal de la Cuenca Oriente-Pongos, pudiendo haber sido en parte delimitada en el Oeste por el eje positivo submarino Olmos-Zamora (Baldock). Es posible que al Oeste de esta proto-cordillera una cuenca eugeosinclinal más profunda empezara a desarrollarse, sin existir ninguna evidencia de ello en el Ecuador, posteriormente sucedió una activación tectónica por fuerzas tangenciales, extensionales y verticales, produciendo fallamientos de las rocas del Substratum Pre-Cretácico con ascensión del magma de composición media a básica característico de la etapa post-orogénica, que cubrió la parte septentrional de la Cuenca Oriental donde se depositó la Formación Misahuallí; Sauer la relaciona con el volcanismo subsecuente del Jurásico y las pillow lavas que afloran en Bella Unión pueden ser depósitos volcánicos submarinos comunicados con el Pacífico a través de una gran falla transversal que existió durante el tiempo de acumulación del volcánico Misahuallí, los piroclastos y lavas fueron sometidos a una etapa de meteorización por mucho tiempo, producto de ello se formó una extensa llanura peniplanizada que con la posterior transgresión del mar Cretácico se depositaron en aguas someras en forma discordante areniscas blancas, limpias sin fósiles correspondientes a la Formación Hollín. Estas areniscas fueron transportadas desde grandes distancias posiblemente desde el Escudo Guayanés.

Sobre las areniscas de la Formación Hollín se depositan areniscas glauconíticas y lutitas negras intercaladas con niveles de calizas fosilíferas, a fines del Albiense cuando el mar continúa invadiendo la parte baja de la región oriental.

Durante el Maestrichtiense se producen levantamientos locales de corta duración y a fines de éste el mar se retiró de la cuenca subandina. El hundimiento de la cordillera es el resultado de la compresión de fuerzas tectónicas compresionales producidas por el empuje de la placa océano pacífica hacia el Este.

Un rápido ascenso ocurre en el Paleoceno, lo cual facilita la erosión de grandes masas de rocas que más tarde sus productos fueron transportados por los ríos hacia la cuenca submontañosa. En el Eoceno se empieza a depositar rocas conglomeráticas de tipo fluvial cuya litología está compuesta por guijas de cuarzo y chert.

En el Eoceno Medio ya había ocurrido el levantamiento Napo, siendo este período de intensa actividad tectónica y magmática; la sedimentación continua desde el Oligoceno Superior, todo el Mioceno hasta el Plioceno en una cuenca de tipo continental trasarco en el oriente, con sedimentos compuestos de conglomerados, arenas y arcillas.

El continuo volcanismo, levantamiento y erosión sincrónicos en la cordillera permitió la acumulación de depósitos de pie de monte y la formación de terrazas sobre las regiones subandinas y en la cuenca oriental correspondientes a las Formaciones Mesa y Mera.

Estudios recientes sobre la Cordillera Real, establecen un patrón geológico suficiente para formar criterios sobre la Historia Geológica de la zona, así tenemos que la División Salado corresponde a un arco volcánico-plutónico situado junto al margen continental, los efectos ígneos y sedimentarios se relacionan al Jurásico Medio/Superior. Es probable que el "arco" Salado fue contemporáneo con el arco continental de Zamora.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La zona de estudio presente ambientes favorables para la acumulación de minerales no metálicos y metálicos, entre los principales podemos citar a los siguientes:

Arenas silíceas: Provenientes de la Formación Hollín. Los principales depósitos se encuentran en General Plaza c. (865-726) y Chiviaza c. (937-779).

Arcillas: Sedimentos provenientes de las rocas de la Formación Chapiza y Formación Hollín. Los principales sitios de interés se localizan en el valle del Río Yunganza, localidades como: Plan Grande c. (967-896), El Descanso c. (874-755), Plan de Milagro y San Simón c. (076-831) en la vía Méndez-Morona.

De igual manera en estas localidades se presentan pequeños depósitos de caolín.

Feldespatos: Como producto de la alteración hidrotermal de las rocas de la Formación Chapiza. Los lugares de explotación se ubican en el recinto Santa Clara c. (843-720) y en el camino a El Progreso c. (831-711).

Calizas: Provienen de las Formaciones Napo y Santiago. Los posibles sitios de interés son: Puente Guayaquil (río Paute) c. (994-038), Peñas Blancas c. (837-966) en la vía Santiago-Morona.

Otros indicios de minerales que pueden ser explotados son los minerales metálicos representados por sulfuros de Fe y Cu, depositados en las fracturas de las rocas volcánicas muy silicificadas con alteración propilítica, otro indicio de mineralización metálica se ubica en la cordillera del Cruzado encontrándose lentes ferrosos (especularita) y magnetita.

El oro se explota a lo largo del río Yunganza, Quebrada Camanllay, terrazas del río Paute c. (983-093) y en el río Santiago c. (096-889) unión con el Zamora, Chupianza y Plan Grande c. (982-905).

Como materiales de ornamentación se tiene indicios en el área "Yananas" c. (882-806) con presencia de mármol negro originado como producto de una serie de intrusiones ácidas que por metamorfismo termal han recristalizado los mantos calcáreos de la Formación Napo.

REFERENCIAS

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador, escala 1:1000000.

BRISTOW C. R. y HOFFSTETTER. (1977) Lexique Stratigraphique.

C.R.E.A., ENCALADA V. (1981) Estudio de arenas silíceas en General Plaza.

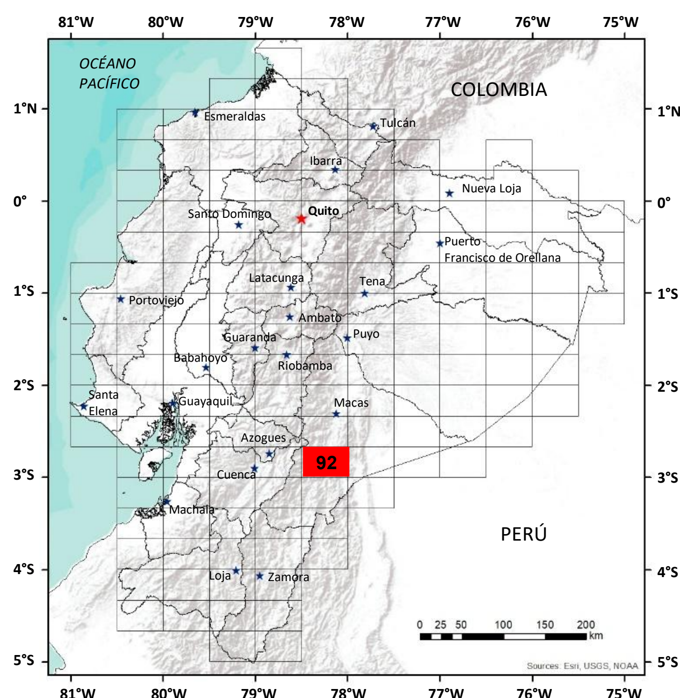
OPPENHEIM V. (1943) Geología de la Sierra de Cutucú, frontera Ecuador-Perú.

PALADINES A. (1986) Zonificación Geotectónica y Metalogénica del Ecuador.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador. Primera Edición.

TROUW R. (1976) Cuatro cortes de la faja metamórfica de la Cordillera Real del Ecuador.

TSCHOPP H. J. (1944) Bosquejos de la Geología del Oriente Ecuatoriano.



HOJA GEOLÓGICA-92
MÉNDEZ (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Méndez se ubica en el flanco oriental de la Cordillera Real, al sureste del Ecuador, en la provincia de Morona Santiago. Cubre aproximadamente 2052 km² e incluye los cantones Santiago de Méndez, Limón Indanza y Logroño. El acceso principal se realiza desde la Panamericana Sur, enlazándose con la Troncal Amazónica hasta el Puyo y Méndez.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Paleozoico**, en el **Carbonífero** (359 a 299 Ma), se desarrolló una cuenca marina somera que permitió la acumulación de sedimentos provenientes de fuentes cratónicas. Estos materiales dieron origen a la **Formación Chigüinda (C_C)**, constituida por cuarcitas, filitas y esquistos moscovíticos con grafito [1]. Posteriormente, estas rocas fueron deformadas y metamorfizadas, constituyendo el basamento más antiguo del área de estudio. Contemporáneamente, en la Zona Subandina, se desarrolló una plataforma carbonatada tropical representada por la **Formación Macuma ($C2_M$)**, compuesta por calizas, lutitas y areniscas con fauna marina, incluyendo braquiópodos y crinoideos [1]. Este ambiente persistió desde el **Carbonífero Inferior hasta el Pérmico** (299 a 250 Ma) [2].

Durante el **Mesozoico**, en el **Triásico Superior**, la fragmentación de Pangea generó sistemas de rift en los que se depositó la **Formación Piuntza ($T2\text{-}3J1_{Pz}$)**, compuesta por tobas, brechas, calizas negras, lutitas calcáreas y andesitas [3]. A inicios del **Jurásico**, la subsidencia termal permitió la acumulación de sedimentos marinos que conformaron la **Formación Santiago ($J1_S$)**, en el **Jurásico Inferior** (~185 Ma). Esta secuencia incluye a calizas fosilíferas, lutitas negras, areniscas y flujos volcánicos, reflejando la transición de ambientes de plataforma carbonatada a deltas con fuerte influencia volcánica[3].

En el flanco oriental de la Cordillera Real afloran las rocas de la **Formación Upano ($J2K1_U$)**, que incluyen esquistos, pizarras, cuarcitas y metandesitas. Dataciones U-Pb en circones (160 a 121 Ma) sitúan estas rocas entre el **Jurásico Medio** y el **Cretácico Inferior**. Con base en evidencias geoquímicas y geocronológicas, su protolito podría relacionarse a las formaciones Chapiza y Misahuallí, y su grado de metamorfismo sugiere una incorporación temprana al cinturón orogénico andino.

En la Zona Subandina, en el **Jurásico Superior**, el aumento de la tectónica extensional originó semi-grabens donde se depositó la **Formación Chapiza ($J2K1_{Ch}$)**, formada por conglomerados, areniscas y limolitas rojas en sistemas de abanicos aluviales y ríos trenzados. La Formación Chapiza se interdigita con la Formación Misahuallí (J2K1M), de afinidad calco-alcalina, compuesta por andesitas, tobas y brechas volcánicas, cuya actividad se prolongó desde el **Jurásico Medio** hasta el **Cretácico Inferior** [3].

Durante el **Cretácico (Aptiano–Albiano)**, en discordancia sobre un substrato deformado y heterogéneo, se acumuló la **Formación Hollín ($K1_H$)**, que se compone de areniscas cuarzosas, ocasionalmente se observan lutitas negras, niveles glauconíticos y nódulos de siderita, esta secuencia representa la transición desde sistemas fluviales trenzados hasta ambientes costeros dominados por mareas. En la base de esta secuencia se reportaron máximas edades de depósito (U-Pb en circones) de 118.6 ± 1.2 Ma [3].

La **Formación Napo (K_N)**, depositada entre el **Albiano Superior** y el **Campaniano**, está compuesta por lutitas calcáreas con bivalvos fósiles, calizas tipo wackestone y areniscas glauconíticas. Representa ambientes de plataforma epiclástica somera influenciados por pulsos transgresivos y regresivos, controlados por fluctuaciones eustáticas y eventos tectónicos [4].

Durante el **Maastrichtiano**, la colisión de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP) provocó una importante deformación tectónica sobre la margen continental, iniciando el levantamiento de la Cordillera Real y la sedimentación de la **Formación Tena ($K2Pc_T$)**, integrada por limolitas rojas, areniscas laminadas y conglomerados aluviales, producto de la erosión del nuevo relieve montañoso [3].

Durante el **Cenozoico**, entre el **Mioceno** y el **Plioceno**, se depositó la **Formación Chambira (MPL_{Ch})** sobre un relieve ya deformado que incorpora diversas formaciones litoestratigráficas. Esta formación representa sistemas fluviales de alta energía, alimentados por una Cordillera Real en proceso de exhumación [5]. Posteriormente, durante el Plioceno–Pleistoceno, se desarrolló la **Formación Mera ($PLPl_M$)**, correspondiente a abanicos aluviales progradantes, generados por una alta tasa de levantamiento y el avance de la cuña de deformación hacia el este.

Los cuerpos intrusivos, como las dioritas de Partidero y El Recreo, cortan las secuencias cretácicas y se interpretan como post-cretácicos. Las cuarzodiorita del sector Naiza presentan geoquímica calco-alcalina metaluminosa, relacionada a magmatismo intraplaca. Los pórfidos dioríticos de Cuntza Alto, con alteración propilítica, intruyen las formaciones Misahuallí, Hollín y Napo, y se asocian a fases magmáticas tardías del ciclo andino [1].

Durante el **Cuaternario**, la dinámica fluvial permitió el desarrollo de **Depósitos Fluvio Lacustres (Q_{Fl})** en el sur del área de estudio. Además, **Depósitos Coluviales (Q_C)** se acumulan en laderas activas debido a procesos gravitacionales. Los **Depósitos Aluviales (Q_A)** se disponen en terrazas y márgenes fluviales, conformados por gravas, arenas y limos de origen mixto (volcánico, sedimentario y metamórfico).

La geología estructural de la región presenta estructuras compresivas bien desarrolladas, como cabalgamientos, fallas inversas y zonas de deformación dúctil-frágil, producto de la tectónica compresiva que ha afectado al sector [1]. Entre estas estructuras destaca la Falla Cosanga–Méndez, un contacto tectónico mayor que separa las rocas metamórficas de las formaciones sedimentarias cretácicas. Esta discontinuidad refleja procesos de acortamiento cortical y transpresión, reactivando estructuras preexistentes. La superposición de estas estructuras (Fallas Palanda, Changuin, Panantza y Tsemkiams) evidencia una evolución orogénica prolongada, asociada a la construcción de los Andes orientales y a la dinámica de la placa sudamericana.

REFERENCIAS

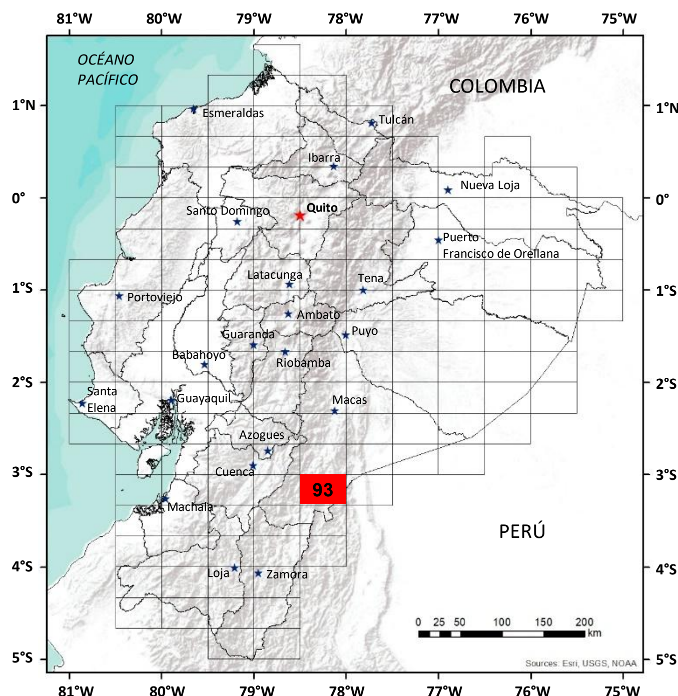
[1] M. LITHERLAND, J. ASPDEN & R. A. JEMIELITA (1994) The metamorphic belts of Ecuador, British Geological Survey, Overseas Memoir no. 11, pp. 1–147.

[2] E. R. LASLUISA MOLINA & K. J. MORENO CERÓN (2018) La Formación Macuma: análisis estratigráfico y paleoambiental en el oriente ecuatoriano, Bachelor’s thesis, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

[3] C. VALLEJO, C. ROMERO, B. K. HORTON, R. A. SPIKINGS, J. GAIBOR, W. WINKLER, ET AL. (2021) “Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America,” Global and Planetary Change, vol. 204, 103555.

[4] E. JAILLARD, J. ORDÓÑEZ, R. BENÍTEZ, J. LAVENU, R. MÉGARD & J. FERAUD (1997) Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca oriental del Ecuador, Orstom-Petroproducción, Quito, Ecuador, Tech. Rep., no. 164.

[5] E. G. GUTIÉRREZ, B. K. HORTON, C. VALLEJO, L. J. JACKSON & S. W. M. GEORGE (2019) “Chapter 9 - Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous–Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador,” in Andean Tectonics, B. K. Horton and A. Folguera, Eds., Elsevier, pp. 237–268, doi: 10.1016/B978-0-12-816009-1.00011-3.



HOJA GEOLÓGICA-93
INDANZA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Indanza se localiza en la provincia de Morona Santiago, en el sureste del Ecuador y abarca una superficie aproximada de 1.870 km². Los principales rasgos morfológicos corresponden al levantamiento de la Zona Subandina, que dio origen a la Cordillera del Cóndor. En esta región se identifican marcadores geomorfológicos como amplias superficies planas denominadas mesetas y cornisas de mesa, junto con un relieve diverso y una topografía intensamente disectada. Las altitudes varían entre 240 y 2.600 m.s.n.m.

HISTORIA GEOLÓGICA

La evolución geológica del área inicia con un basamento posiblemente de edad **Precámbrica**, no expuesto pero interpretado en profundidad hacia el sector oriental del área. Durante el **Mesozoico**, en el **Triásico**, se desarrolló la **Formación Piuntza (T2-3J1$_{Pz}$)** [1], constituida por calizas tipo mudstone, lutitas negras, brechas oligomícticas y conglomerados polimícticos. Estas formaciones se depositaron como secuencias syn-rift sobre un basamento **Precámbrico** y fueron cubiertas en discordancia angular por las formaciones Santiago y Chapiza.

La **Formación Santiago (J1$_{S}$)**, depositada en el **Jurásico Inferior** bajo condiciones de subsidencia termal post-rift, presenta sedimentación deltaica en una cuenca marina con influencia volcánica. Está formada por calizas mudstone y wackestone, areniscas calcáreas, lutitas, fósiles de amonites y bivalvos, además de flujos volcánicos [2]. Su edad, basada en datación U-Pb en circones (180 ± 5 Ma) y fósiles, corresponde al intervalo **Hettangiano-Sinemuriano**.

El **Complejo Intrusivo Zamora (J$_{Z}$)** compuesto por granitoides no deformados (granitos, granodioritas y dioritas), con edades que oscilan entre 178.1 a 145.4 ± 0.2 Ma, corresponde a los restos de un arco volcánico continental **Jurásico** [1].

Durante el **Jurásico–Cretácico Inferior** se formó la **Formación Upano (J2K1$_{U}$)**, compuesta por brechas volcánicas, metandesitas y esquistos de bajo grado metamórfico, que cubren discordantemente a las formaciones Chigüinda y Piuntza. Dataciones U-Pb y análisis palinológicos la sitúan en el **Tithoniano–Berriasiano** (138.9 ± 1.1 Ma). Su geoquímica se asemeja a las formaciones Misahuallí y Chapiza, aunque su deformación sugiere una incorporación a la cuña orogénica andina [1].

La **Formación Misahuallí (J2K1$_{M}$)** del **Jurásico Inferior–Medio a Cretácico Inferior**, compuesta por andesitas verdes porfiríticas a masivas, presenta edades U-Pb entre 190 a 150 Ma. Se interdigita con la Formación Chapiza, además está cubierta por la Formación Hollín y forma parte del arco volcánico calco-alcalino del margen occidental sudamericano [2], [3].

Desde el **Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior**, la **Formación Chapiza (J2K1$_{Ch}$)** está compuesta por conglomerados, litoareniscas rojas con estratificación cruzada, limolitas masivas y niveles de yeso, depositados en ambientes de abanicos aluviales influenciados por ríos trenzados [2].

En el **Cretácico Inferior**, la **Formación Hollín (K1$_{H}$)**, asignada al **Aptiano Superior–Albiano**, está compuesta por cuarzo areniscas, limolitas y lodolitas recristalizadas. Dataciones U-Pb en circones detríticos indican una edad de 118.6 ± 1.2 Ma, evidenciando la transición de sistemas fluviales trenzados a ambientes marino–costeros con influencia mareal [3]. La **Formación Napo (K$_{N}$)** del **Albiano–Campaniano**, incluye calizas negras, lutitas laminadas, areniscas glauconíticas y fósiles, representando ambientes estuarinos a plataformas marinas sensibles a cambios eustáticos [3], [4]. Durante el **Maastrichtiano**, la colisión del Plateau caribeño con el margen noroccidental sudamericano generó una fase compresiva, inversión tectónica de estructuras extensionales y el inicio de la sedimentación continental [4].

En el **Mioceno Superior**, **la Formación Arajuno (M$_{A}$)** marca una nueva fase de sedimentación fluvial sobre un hiato erosivo, vinculado a la exhumación de la Cordillera Real. Está compuesta por litoareniscas, gravas y limolitas arenosas con estructuras como estratificación cruzada y ripples. Los microfósiles confirman su edad del **Mioceno** [5].

Los cuerpos subvolcánicos calco-alcalinos (dacíticos, andesíticos, dioríticos, cianíticos y tonalíticos), están asociados a magmatismo de tras-arco rico en potasio. En el **Cuaternario**, se desarrollaron depósitos superficiales como **Terrazas Aluviales (Q_T)** a lo largo de los ríos Santiago y Yaupi compuestas por secuencias de conglomerados y areniscas; así como también, **Depósitos Coluviales (Q_C) y Depósitos Aluviales (Q_A)** conformados con materiales heterogéneos de origen volcánico, intrusivo, sedimentario y metamórfico.

La geología estructural está dominada por un sistema de fallas inversas (cabalgamientos) de orientación predominante N–S a NNE–SSO, que afectan significativamente a las formaciones litoestratigráficas. Estas estructuras presentan buzamientos entre 60° y 90° y generan bloques estructurales tipo horst y graben. Este patrón estructural es producto de un régimen transpresivo activo, vinculado a la evolución tectónica de la Cordillera Real. Entre las principales fallas que configuran este marco tectónico se encuentran Palanda, Changuin, Panantza, Indanza y Tiwintza.

REFERENCIAS

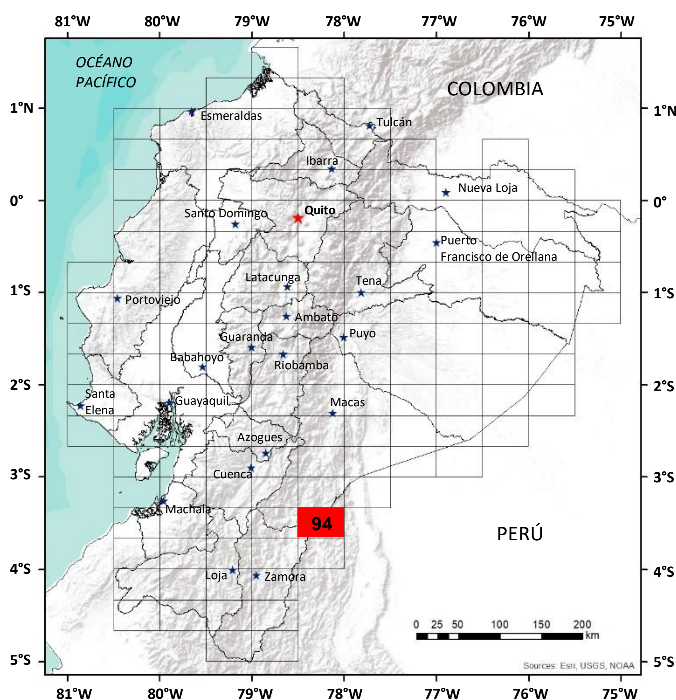
[1] M. LITHERLAND, J. A. ASPDEN & R. A. JEMIELITA (1994) “The Metamorphic Belts of Ecuador,” Br. Geol. Surv..

[2] K. T. GOLDSCHMID (1941) “Geological Compilation on the Cutucú – Macuma – Cangaime Region,” SHELL Geol. Rep., p. 131 p.

[3] WASSON & SINCLAIR (1927) “Geological Exploration East of the Andes in Ecuador,” Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., vol. 1, no. 1, pp. 1–34.

[4] E. JAILLARD ET AL. (1997) “Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador,” in Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCION, pp. 1–164.

[5] H. HAUS (1940) “Geologic Map With a Northern (N.N’) and a Southern (Ss) East. West Section Across Central Ecuador”.



HOJA GEOLÓGICA-94
FÁTIMA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Fátima (Río Cenepa) se encuentra en la región oriental del Ecuador, en la Zona Subandina de la Cordillera del Cóndor, abarcando los cantones San Juan Bosco, Gualaquiza (Morona Santiago) y El Pangui (Zamora Chinchipe). Su extensión es de aproximadamente 773.32 km². Los principales rasgos morfológicos se derivan del levantamiento de la Zona Subandina, donde se observan superficies planas y cornisas de mesa que actúan como marcadores geomorfológicos prominentes de la Cordillera del Cóndor.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Paleozoico**, las formaciones Pumbuiza y Macuma (no afloran en la hoja geológica) se depositaron en el norte de la Cuenca Oriente, reflejando un ambiente de margen continental pasivo bajo condiciones de plataforma somera tropical. La **Formación Pumbuiza (D_P)** consiste en una secuencia de pizarras negras y cuarcitas del **Devónico** [1], [2]; mientras que, la **Formación Macuma ($C2_M$)** se caracteriza por calizas estratificadas tipo wackestone y packstone, con fósiles como braquiópodos, briozoos y crinoideos [3].

Durante el **Mesozoico**, en el **Triásico** la fragmentación de la Pangea generó un margen pasivo con tectónica extensional, permitiendo la depositación de la **Formación Piuntza ($T2\text{-}3J1_{Pz}$)** compuesta por calizas tipo mudstone, lutitas negras, brechas oligomícticas y conglomerados polimícticos, en un contexto syn-rift y se le asigna una edad del **Triásico**, sustentada en registros fósiles hallados en Nambija y El Pangui [4].

En el **Jurásico**, la **Formación Santiago ($J1_S$)** aflora en la Cordillera de Cutucú y se depositó en un ambiente deltaico en una cuenca marina post-rift del **Jurásico Inferior**. Su litología incluye sedimentos calcáreos ricos en materia orgánica en la base, que evolucionan gradualmente hacia turbiditas y flujos de escombros en niveles superiores [1]. También se presentan lutitas negras bituminosas, margas, wackestones y areniscas masivas, junto con rocas volcánicas como pillow lavas y hialoclastitas intercaladas. Su edad ha sido determinada entre el **Sinemuriano** (200 a 182 Ma), según fósiles de amonites y bivalvos [5].

Además, se emplazó el **Complejo Intrusivo de Zamora (J_Z)** interpretado como el remanente del arco volcánico continental que dio origen a la Formación Misahuallí [4], [6]. Este complejo incluye dioritas hornbléndicas con biotita, pórfidos hornbléndicos, cuarzo-monzonitas, microdioritas y granitos, con edades comprendidas entre 178.1 a 145.4 ± 0.2 Ma [7], [8], [9].

Durante el mismo periodo hasta el inicio del **Cretácico Inferior**, el arco volcánico calco-alcalino está representado por la **Formación Misahuallí ($J2K1_M$)** compuesta por lavas basálticas a dacíticas, piroclastos y areniscas volcanoclásticas [1], [10]. Esta formación se interdigita con la **Formación Chapiza ($J2K1_{Ch}$)** caracterizada por sedimentos continentales clásticos no metamorfizados como areniscas grises y rosadas, junto con capas finas de anhidrita, dolomita y yeso; además flujos de escombros desarrollados en sistemas de abanicos aluviales controlados por ríos trenzados [1], [10], en un entorno de grabens y semi-grabens, asociado a un ambiente extensional en aquella época [11].

En el **Cretácico Inferior**, aflora la **Formación Hollín ($K1_H$)** a lo largo del río del mismo nombre, en la Cordillera de Cutucú. Esta formación está compuesta por areniscas cuarzosas depositadas en ambientes fluviales a estuarinos y posee una edad del **Aptiano-Albiano** (118.6 ± 1.2 Ma) [9]. Esta formación cambia transicionalmente a la **Formación Napo (K_N)** que data del **Albiano** al **Campaniano**. Está compuesta por calizas fosilíferas grises a negras, lutitas bituminosas y areniscas calcáreas [9] consideradas la roca madre del petróleo [8], que se asocian a ambientes sedimentarios controlados por variaciones en el nivel del mar, como ríos, estuarios y plataformas marinas someras [12].

Los cuerpos intrusivos que afloran presentan composiciones de granitos y granodioritas con sulfuros diseminados. Son prominentes en sectores como Cóndor Mirador, donde se distinguen morfológicamente por sus cimas redondeadas, contrastando con los relieves más abruptos donde predominan la Formación Chapiza y el Complejo Intrusivo Zamora.

Durante el **Cuaternario**, los **Depósitos Coluviales (Q_C)** están compuestos por material poco consolidado, con bloques, cantos y gravas. Los **Depósitos Aluviales (Q_A)** incluyen acumulaciones de gravas, arenas, limos y arcillas, dispuestas en valles y llanuras de inundación. Estos depósitos están asociados a la dinámica fluvial de los ríos Quimi y Tundayme al oeste, y de los ríos Zamora, Bomboiza, Yucatéz y Coangos al este.

La geología estructural de la región presenta tres dominios principales, controlados por grandes fallas de rumbo NNE–SSO que afectan al Sistema Subandino y la Cuenca Oriente. Estas fallas se horizontalizan en profundidad y están vinculadas a procesos de transpresión dextral, generando pliegues con orientación NNO–SSE y NO–SE. Durante el **Plioceno** y el **Cuaternario**, la deformación del Sistema Subandino estuvo marcada por fallas inversas de alto ángulo que formaron el **Frente Orogénico Andino**.

A nivel local, algunas fallas controlan el levantamiento de la Cordillera de Cutucú y son responsables de los escarpes en el flanco oriental de dicha cordillera. Estas estructuras han tenido un rol determinante en la configuración del relieve y en el control tectónico de las unidades litoestratigráficas en la región.

REFERENCIAS

[1] K. T. GOLDSCHMID (1941) "Geological compilation on the Cutucu-Macuma-Cangaime Region," SHELL Geol. Rep. (Archivo Técnico Petroproducción, ECUA 131).

[2] J. SUÁREZ & M. ORDÓÑEZ (2007) "Nuevas evidencias bioestratigráficas del pre-Cretacico de la cuenca Oriente del Ecuador," Munich, Germany, pp. 282–291.

[3] J. DOZY & H. BAGGELAAR (1940) Geological reconnaissance of the middle Pastaza and Macuma area. Shell geological. Report # 9. Quito (Ecuador).

[4] M. LITHERLAND, J. A. ASPDEN & R. A. JEMIELITA (1994) "The Metamorphic Belts of Ecuador," Br. Geol. Surv.

[5] R. LASLUISA & K. MORENO (2018) "La Formación Macuma en la cordillera de Cutucú al sureste del Ecuador: Paleontología y Estratigrafía.," Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

[6] J. BALDOCK (1983) "Geología del Ecuador - Boletín de la explicación del mapa geológico de la República del Ecuador escala 1:1000000, 1982".

[7] M. CHIARADIA, O. MÜNTENER, B. BEATE & D. FONTIGNIE (2009) "Adakite-like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling," Contrib. to Mineral. Petrol., vol. 158, no. 5, pp. 563–588, Nov, doi: 10.1007/s00410- 009-0397-2.

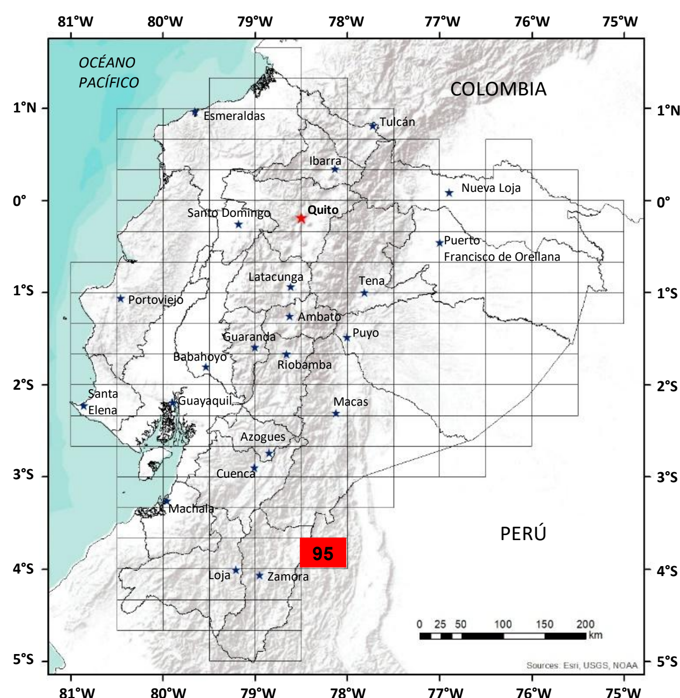
[8] R. A. SPIKINGS ET AL. (2019) "Latest Triassic to Early Cretaceous tectonics of the Northern Andes: Geochronology, geochemistry, isotopic tracing, and thermochronology," Andean Tectonics, pp. 173–208, doi: 10.1016/B978- 0-12-816009-1.00009-5.

[9] R. COCHRANE ET AL. (2014) "Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea," Lithos, vol. 190–191, pp. 383–402, Mar, doi: 10.1016/j.lithos. 2013.12.020.

[10] J. TSCHOPP (1948) "Geologische Skizze von Ecuador," Bull. Ass. Suisse Geol. Iug. Pet., vol. 48, pp. 14-21.

[11] T. WASSON & J. H. SINCLAIR (1927) "Geological Explorations East of the Andes of Ecuador," Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., vol. 11, no. 1, pp. 1253–1281.

[12] C. VALLEJO ET AL. (2021) "Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America," Glob. Planet. Change, vol. 204, p. 103555, Sep, doi: 10.1016/j.gloplacha.2021.103555.



HOJA GEOLÓGICA-95
RÍO CENEPA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Río Cenepa (Cenepa Curso Medio) se localiza al sureste del Ecuador en las estribaciones orientales de la Cordillera Real y la Cordillera del Cóndor, en la provincia de Zamora Chinchipe. Cubre un área aproximada de 198 km², incluyendo parte de los cantones El Pangui, Yantzaza y Paquisha. El principal acceso es a través de la vía Troncal Amazónica (E-45) que conecta Quito con esta región tras un recorrido de aproximadamente 540 km, atravesando las ciudades de Ambato, Puyo, Macas y Gualaquiza.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Mesozoico**, en el **Triásico Medio a Superior** (≈247 a 201 Ma) la fragmentación de Pangea indujo un régimen tectónico extensional en el margen occidental sudamericano, favoreciendo el desarrollo de una cuenca de antearco en la que se depositó la **Formación Piuntza (T2-3J1$_{Pz}$)**. Esta Formación está constituida por materiales volcánicos y sedimentarios acumulados en un sistema de rift; este volcanismo coexistió con la sedimentación de carbonatos y lutitas, reflejando pulsos iniciales de actividad magmática [1].

En el **Jurásico Inferior** (≈201 a 174 Ma), la subsidencia post-rift propició la acumulación de carbonatos micríticos en ambientes de plataforma somera, representados por la **Formación Santiago (J1$_S$)** (interpretado en el perfil). La presencia de fósiles de bivalvos indica condiciones marinas abiertas y estables [1].

Hacia el **Jurásico Superior** (≈160 a 145 Ma) se produjo el emplazamiento del **Complejo Intrusivo Zamora (J$_Z$)**, conformado por cuerpos graníticos que cristalizaron a profundidades medias como respuesta a pulsos magmáticos asociados a un arco continental activo [2]. La **Formación Misahuallí (J2K1$_M$)** caracterizada por depósitos volcánicos explosivos y efusivos, incluye ignimbritas y lavas andesíticas. La composición geoquímica de estas rocas indica una fuente magmática de afinidad calco-alcalina [2].

Esta formación se encuentra interdigitada con la **Formación Chapiza (J2K1$_{Ch}$)** que registra sistemas de abanicos aluviales entrelazados, compuestos por conglomerados polimícticos, areniscas rojas, lutitas y niveles de evaporitas [3].

Durante el **Cretácico** (≈113 a 100 Ma) se desarrolló la **Formación Hollín (K1$_H$)**, en un contexto de ciclos transgresivos y regresivos controlados por variaciones eustáticas y actividad tectónica [1]. Esta formación inicia con sistemas fluviales arenosos, evoluciona hacia ambientes estuarinos y culmina con depósitos marinos someros, donde se reconocen niveles con glauconita y fauna bentónica [4]. Litológicamente, está compuesta por areniscas cuarzosas y lutitas. Su secuencia refleja la interacción entre la incipiente deformación andina y el desarrollo de una cuenca de antepaís [5].

Durante el **Cenozoico**, la orogenia andina configuró el relieve actual mediante el levantamiento progresivo de las cordilleras y el encajonamiento de los valles fluviales. En el **Cuaternario**, en discordancia angular sobre las formaciones del Cretácico, se desarrollaron **Depósitos Aluviales (Q$_A$)** asociados a conos de deyección y abanicos aluviales en zonas de alta pendiente. Los depósitos aluviales recientes, formados por gravas, arenas, limos y arcillas no consolidadas, son el resultado de procesos fluviales intensos que reflejan un paisaje en continua evolución bajo condiciones de fuerte erosión, transporte y sedimentación.

La región se encuentra afectada por un régimen tectónico transpresivo activo desde el **Cretácico Superior**, responsable de la inversión de antiguas estructuras normales. Esto ha dado lugar a fallas inversas predominantes con rumbos NNE–SSO y N–S. En el contexto regional, las principales estructuras están dominadas por una dinámica inversa.

Al oeste del área, la Cordillera del Cutucú constituye un anticlinal regional, afectado por un sistema de estructura en flor (interpretado fuera de la zona de estudio) [7], [8].

REFERENCIAS

[1] H. TSCHOPP (1953) «Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938–1950», Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., vol. 37, N° 10, pp. 2303-2347: https://doi.org/10.1306/5CEADD94-16BB-11D7-8645000102C1865D.

[2] M. LITHERLAND, J. A. ASPDEN, & R. A. JEMIELITA (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador. British Geological Survey.

[3] K. T. GOLDSCHMID (1941) «Geological compilation on the Cutucu-Macuma-Cangaime Region», SHELL Geol. Rep. (Archivo Técnico Petroproducción, ECUA 131).

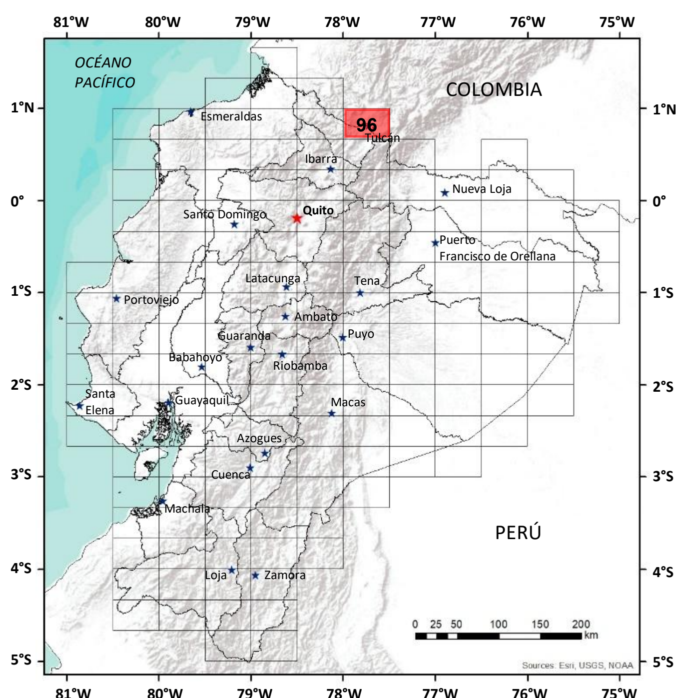
[4] T. WASSON & J. H. SINCLAIR (1927) «Geological explorations east of the Andes in Ecuador», Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., vol. 11, N° 12, pp. 1253-1281.

[5] C. VALLEJO ET AL. (2021) «Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America», Glob. Planet. Change, vol. 204: https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103555.

[6] P. BABY, M. RIVADENEIRA & R. BARRAGÁN (2014) La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo (Nueva edición).

[7] G. M. H. RUIZ, D. SEWARD & W. WINKLER (2007) «Chapter 36 Evolution of the Amazon Basin in Ecuador with Special Reference to Hinterland Tectonics: Data from Zircon Fission-Track and Heavy Mineral Analysis», Dev. Sedimentol., vol. 58, pp. 907-934, doi: 10.1016/S0070-4571(07)58036-2.

[8] E. JAILLARD ET AL. (1997) «Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador», en Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCION, vol. 1, pp. 1-164.



HOJA GEOLÓGICA-96
TULCÁN (1986)

SUMARIO

El área de la Hoja Tulcán, escala 1:100000, está limitada al Norte y al Este por Colombia, al Sur por la Hoja Geológica San Gabriel, escala 1:100000, y al Oeste por la Hoja de Maldonado escala 1:100000. Incluye el Nudo de Boliche, y al Norte del mismo las cuencas de Tulcán y Tufiño, así como parte de la Cordillera Occidental en la zona Oeste del área. Abarca una superficie aproximada de 800 kilómetros cuadrados.

El Nudo de Boliche está formado por una gran caldera, denominada del Car, de probable edad Pleistocénica dentro de la cual se reactivó el volcanismo en tres centros en un medio lacustres, originando lavas de matriz esferulítica y depósitos freatomagmáticos; otros centros contemporáneos al edificio antiguo de la caldera son la continuación del nudo mencionado hacia el Este, siguiendo más allá del límite con Colombia; también estos centros muestran una actividad final freatomagmática común. Entre los tipos de lava se encuentran desde basaltos olivínicos hasta traquiandesitas, con fenocristales de plagioclasa intermedia y augita o aegirina-augita (?).

En la Cordillera Occidental, los Volcánicos Pliocénicos incluyen lavas andesíticas con labradorita y augita como fenocristales, fueron erodados por dos glaciaciones. Entre las dos existió un periodo de alteración hidrotermal que afectó al edificio antiguo del volcán Chiles y a las rocas más antiguas que afloran al Oeste del mismo. La actividad volcánica más joven construyó el nuevo edificio del Chiles y formó además al Cerro Negro, los cuales desarrollaron abundante actividad piroclástica que fue a rellenar las cuencas de las inmediaciones de Tulcán.

Otros rasgos geológicos importante son la alteración hidrotermal de la Estrellita (77°42’30’’;00°44’20’’) y la meteorización generalizada de lavas y tobas. Los piroclásticos más jóvenes son utilizados como materia prima en la construcción de ladrillos, con mediana difusión.

INTRODUCCIÓN

Se realizó el levantamiento geológico de la Hoja Tulcán (98), escala 1:100000, como parte del Proyecto del Levantamiento de la Carta Geológica Nacional, escala 1:100000. Se tomó como base el Mapa Geológico escala 1:100000, de los volcánicos de la zona septentrional del país, elaborado por el Proyecto Geotérmico de INECEL (en preparación). El material fotográfico editado por el Instituto Geográfico Militar, es bueno y cubre toda el área, esto facilitó el trabajo, al igual que el fácil acceso existente. Toda la labor de campo se cumplió en una comisión de 19 días, con la actividad de dos ingenieros geólogos.

El área de la Hoja Tulcán, escala 1:100000, comprende alrededor de 800 kilómetros cuadrados; los límites geográficos se encuentran entre 77°30’ y 78°00’ de Longitud Oeste y 00°40’ y 1°00’ de Latitud Norte. La Hoja mencionada es una de las que limitan con Colombia; el límite geográfico la atraviesa de Noroeste a Sureste, quedando Colombia al Norte y Este del mismo. Al Sur del área estudiada continúa la Hoja San Gabriel (97), escala 1:100000, que se encuentra por publicarse, al Oeste en cambio continúa la Hoja Jacinto Jijón y Caamaño (81) escala 1:100000.

La Hoja Tulcán (1:100000) está conformada por las Hojas Tulcán, Tufiño, Río Carchi y Angasmayo, escala 1:100000, todas ellas censales (I.G.M., 1973) siendo las dos primeras de mayor importancia.

Los rasgos geográficos más importantes son el Nudo de Boliche que se extiende de Oeste a Este en la parte Sur de la Hoja, los volcanes Chiles y Cerro Negro de Mayasquer al Noroeste y el valle de Tulcán y Tufiño en la parte central-norte. Estos rasgos generan diferencias de altura que sobrepasan los 1800 metros.

Tulcán y Tufiño son las dos poblaciones más importantes, existe una carretera de primer orden (Panamericana) que une a Ibarra con Tulcán, pasando de sur a norte dentro del área oriental de la Hoja; además existen tres carreteras de segundo orden (Tulcán-Tufiño-Maldonado; El Ángel-Tulcán y la Estrellita-El Carmelo) y otros caminos de herraduras que permiten un fácil acceso a toda el área.

El clima es variable de acuerdo al sitio geográfico, siendo los dos principales: el frío andino o páramo de las zonas altas en el área de Chiles, la franja más alta de la Cordillera Occidental que se continúa al Sur y también las partes altas del volcán Virgen Negra al Sureste; el otro es el temperado interandino que se presenta en los valles del Carchi y Tufiño, así como en las partes bajas del Nudo de Boliche.

La mayor parte del área, exceptuando las zonas más altas (sobre los 4000 metros) son óptimas para la agricultura, allí se producen papas, trigo, maíz, cebada, cereales, hortalizas y buenos pastizales.

GEOLOGÍA

El área de la Hoja Tulcán, escala 1:100000, consta en el Mapa Geológico del Ecuador, escala 1:1000000 (DGGM, 1969), dentro de los depósitos denominados como volcánicos recientes y Pliocuaternarios, con morrenas, terrazas, cangagua y conos de escombros. Todos ellos tienen relación con el volcanismo Pliocénico y Cuaternario que cubre toda el área interandina septentrional y que es causante además de la edificación de conos volcánicos bien definidos, como el Chiles y el Cerro Negro.

Se observan dos etapas de actividad bien definidas: el Volcanismo Pliocénico, cuyos centros de emisión están completamente erodados y han sufrido además un colapso de una caldera (del Car) y la actividad glaciar de dos períodos; el Volcanismo Cuaternario que edificó los conos bien definidos actualmente y que originó además los abundantes depósitos piroclásticos del área.

La Columna Estratigráfica observada empezando desde las rocas más antiguas, se describe a continuación:

Volcánicos de Boliche (VBo) (Terciario Superior): Estas rocas conformaron un edificio volcánico principal y otros secundarios; el edificio principal, que colapsó para formar la Caldera del Car, estuvo formado por lavas, porfiríticas, hialopilíticas y pilotaxíticas con fenocristales de andesina-labradorita, augita, orto-clinopiroxeno parecido a aegirina-augítica y feldespatos de potasio, en una matriz con abundante vidrio volcánico. Los fenocristales de plagioclasa se presentan corroídos. Además, existen brechas volcánicas bien estratificadas y tobas soldadas con textura holohialina (77°47’20’’ – 00° 44’20’’). Durante el colapso de la Caldera del Car, la actividad se hizo más ácida y sus productos se depositaron en el área de la cuenca de Tulcán, constituidos por lapilli y ceniza con muy buena estratificación cruzada, tobas soldadas con bandas milimétricas de obsidiana y conglomerados fluviales en la parte superior (estratos 15, 16 y 17 de la columna estratigráfica del aeropuerto de Tulcán). Durante el evento explosivo, la cuenca de Tulcán estuvo en medio de un lago. Este proceso probablemente se desarrolló durante el Pleistoceno, después de la primera glaciación, se lo trata aquí dentro de las rocas más antiguas porque representa la continuación del volcanismo del evento pliocénico.

Volcánicos pliocénicos de la Cordillera Occidental (Vy, VPe, VTq) (Terciario Superior): Forman la mayor parte de las rocas de las zonas más elevadas den la parte oeste de la Hoja. Están constituidos por andesitas basálticas, brechas compactas y tobas. Las lavas son porfiríticas con fenocristales de labradorita sódica y clinopiroxenos; éste último muestra una zonación regional, siendo augita el que predomina en las muestras de la parte de Este y un clinopiroxeno con características de aegirina-augítica en las muestras de la parte Oeste de la cordillera, donde existe una alteración hidrotermal.

Existen por lo menos tres centros de emisión en las áreas de Yanacocha (77°57’30’’ – 00°45’20’’), El Pelado (77°55’20’’ – 00°44’15’’) y Tres Quebradas (77°02’40’’ – 00°42’20’’). Los centros se alinean a lo largo de una posible falla y están fuertemente erosionados por glaciares, lo que ha modificado completamente la topografía de los edificios volcánicos haciendo muy difícil su reconocimiento.

La parte Noroeste del volcán Yanacocha está afectada por alteración hidrotermal evidencia por una fuerte oxidación, presencia de pirita, arcillas y otros minerales de alteración.

Estos volcanismos probablemente pliocénicos, podrían ser contemporáneos con los Volcánicos de Boliche durante su fase inicial, es decir antes de la Formación de la Caldera del Car.

Las rocas del edificio inicial del Volcán Chiles (Chiles 1), que son basaltos olivínicos con labradorita y augita como fenocristales, en una matriz pilotaxítica, también han sido afectadas por las glaciaciones y por la alteración hidrotermal, por lo que se las correlaciona con los volcánicos pliocénicos. Esta alteración que puede ser fumarólica, ha generado abundante azufre diseminado que en ciertas fracturas y contactos de los flujos puede llegar a ser masivo, aunque de poco espesor (5-30 centímetros) y que han sido minadas en el pasado.

Volcánicos del Virgen Negra (PL-PVn) (Terciario Superior): Este es el único volcán de la Cordillera Real que aflora en la Hoja; está situado en la parte Sureste de la misma y sus flujos son latitas con fenocristales de andesina, augita y algunas lavas muestran incluso anortoclasa, una lava con un fuerte bandeamiento de flujo (77°39’50’’ – 00°41’50’’) tiene características riolíticas, con cuarzo absorbido por la matriz. Es frecuente en estas rocas la textura traquítica. La laminación típica de flujos viscosos, con un bandeamiento que genera anticlinorios y sinclinorios es común en estas lavas.

Estos flujos también han sufrido erosión glaciar y probablemente son correlacionables con la etapa de actividad volcánica ácida de los volcánicos de Boliche.

Se observan muy bien los flujos de este volcán a lo largo del carretero La Estrellita (77°42’55’’ – 00°44’30’’).

Sedimentos fluvio-glaciares y depósitos freatomagmáticos (fg, MF) (4. Cuaternario): En el área donde afloran los volcánicos arriba mencionados se observan valles glaciares erodados durante el Pleistoceno en donde se han depositado una serie de morrenas sedimentos fluvio-glaciares y brechas de erosión in situ en algunos bordes de cuchilla. Toda erosión se encuentra desde los 3000 metros de altura. El agua de la fusión de los glaciares fue a rellenar el área de la cuenca de Tulcán, la cuenca al sur del Nudo de Boliche y el interior de la Caldera del Car, donde se depositaron sedimentos volcano-lacustres y productos de actividad freatomagmática (estratos 12, 13, 14 y 15 de la columna estratigráfica del aeropuerto de Tulcán) que sugieren una continuidad del volcanismo desde el Plioceno.

Los estratos 13 y 15 de la columna estratigráfica mencionada poseen dos niveles de conglomerados fluviales que sugieren dos glaciaciones. Esto concuerda con las observaciones de campo, donde los depósitos glaciares antiguos están afectados por una lineación conspicua (representada en el mapa) producida por la segunda glaciación; estas glaciaciones sugieren dos direcciones fundamentales de los glaciares: una con orientación NE-SW y otra con orientación N-S.

Sobre el conglomerado fluvial más joven (estrato 13) se encuentran tobas de varios colores bien estratificadas horizontalmente, que representan la depositación de los piroclásticos post-glaciares en los lagos producidos por los deshielos. El mineral máfico dominante en estos sedimentos es la hornblenda.

Volcánicos del Horqueta, Tetillas del Morro y la Cofradía (VHq, VT, VC) (Cuaternario): Posterior al colapso de la Caldera del Car, y cuando se había formado un lago en el interior de la caldera, existió una reactivación del volcanismo en los centros denominados como Horqueta, Tetillas del Morro y la Cofradía, con lavas porfiríticas con fenocristales de andesina-labradorita, augita y feldespato de potasio, en una matriz, hipocristalina-esferulítica. La presencia de esferulita y de depósitos piroclásticos milimétricos con muy buena estratificación cruzada son evidencia de la actividad en medio lacustre. Las características de actividad freatomagmática turbulenta están excelentemente bien representadas en los depósitos mencionados que generalmente se los encuentra bajo los piroclásticos eólicos más jóvenes, en toda el área de la caldera.

Contemporánea con esta actividad se desarrollaron otros centros volcánicos en el área del Nudo de Boliche como en “Los Cauces” (77°44’00’’ – 00°44’40’’), en lavas ricas en lamprobolita, sanidina y matriz desvitrificada, de probable deposición lacustre.

Volcánicos del Cerro Negro (VCN) (Cuaternario): El Cerro Negro es un estratovolcán Holocénico que ha construido su estructura sobre el basamento Cretácico que aflora al Oeste del área de la Hoja.

Su historia incluye la Formación del edificio volcánico y el colapso del borde occidental del cráter que originó una abertura considerable conspicua que es observada en las fotografías aéreas y en el campo.

Esta historia ha permitido una variación de su actividad desde medianamente tranquila hasta explosiva, dando por consiguiente lavas piroxénicas (con augita y labradorita como fenocristales) y anfibolitas (con lamprobolita) al comienzo y abundantes piroclásticos en las etapas finales, durante el colapso del cráter. Estos últimos depósitos se observan en la base de la abertura, donde se ven además lahares muy jóvenes.

Volcánicos del Chiles (VCH) (Cuaternario): Aquí se describen las rocas volcánicas de lo que se ha denominado Chiles 2, es decir al edificio construido sobre la base inicial del volcán Chiles de posible edad Pliocénica.

Almeida E. (comunicación personal) del Proyecto Geotérmico de INECEL, encuentra una diferenciación de este volcán desde su inicio, empezando con andesitas-basálticas con olivino y andesitas piroxénicas durante el desarrollo del Chiles 1; la actividad se hace más ácida con el desarrollo del Chiles 2, con andesitas anfibólicas y biotíticas, traquitas y riodacitas.

Sin embargo, se encontraron durante el curso de este trabajo andesitas basálticas con fenocristales de olivino, labradorita y augita dentro del Chiles 2.

Productos piroclásticos (QPr) (Cuaternario): Toda el área de la Hoja exceptuando las cuchillas más elevadas, está cubierta por productos piroclásticos, originados en las erupciones más recientes del Cerro Negro, Chiles y otros volcanes que se encuentran más al norte, en Colombia.

Estos depósitos se describen en la columna estratigráfica del aeropuerto de Tulcán (estratos del 1 al 11), que es el sitio donde se las observa de una manera más completa.

En estos estratos se observan tres niveles de suelo, que indican las etapas de relativa tranquilidad volcánica. Todos los piroclásticos poseen vestigios de la presencia de biotita, que marca una diferencia fundamental con los depósitos en el medio lacustre descrito anteriormente, los cuales poseían hornblenda como mineral máfico principal. Entre los dos (piroclásticos eólicos y lacustres) existe una discordancia erosional notable.

Algunos estratos muestran un aumento de la potencia hacia el Norte (como estrato 10 p.e.) sugiriendo su origen en algún volcán colombiano.

Coluviales (c) (Cuaternario): En la base de las pendientes pronunciadas generalmente se han depositado abanicos coluviales producto de la erosión e inestabilidad, merecen mencionarse los que se encuentran a lo largo de las faldas norteñas del Virgen Negra, los de las paredes interiores de la Caldera del Car y los de las faldas del Cerro Negro.

Aluviales (a) (Cuaternario): En el margen Sur de la cuenca de Tulcán se localizan algunos aluviales cuyos sedimentos se originan por la actividad erosiva del Nudo de Boliche, que a través de quebradas y ríos bajan con cierta energía potencial a depositarse en el área semiplana cuando la pendiente cambia con cierta brusquedad.

Otros aluviales se encuentran en las márgenes de los ríos Carchi y Pun, aunque son angostos y de poca extensión; durante la historia de estos ríos los eventos de deposición eólica, glaciar y laharítica han sido abundantes, lo que ha contribuido a la inestabilidad y poca madurez de los mismos, sin amplios depósitos aluviales.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Estratificación: Dado que toda el área está cubierta por volcánicos que no han sufrido una fuerte actividad tectónica, la estratificación tiende a tener las características de la deposición de productos volcánicos, de allí que las lavas tienen buzamientos suaves, orientados en dirección radial a partir del centro de emisión.

Los piroclásticos depositados en un medio lacustre muestran muy buena estratificación, mientras que los que se han depositado superficialmente, tienen inclinaciones caprichosas poco pronunciadas por su deposición siguiendo la topografía del terreno.

Merece especial mención el bandeamiento de flujo de la obsidiana de las tobas soldadas del estrato 16 de la columna estratigráfica del aeropuerto de Tulcán y el bandeamiento de los flujos del Virgen Negra.

Fracturas: Las lavas del Terciario Superior y del Chiles 1 se encuentran fracturadas en cierto grado. Estas estructuras son generalmente de origen tensional.

Se observan buenos ejemplos de este fracturamiento en el camino que va de Tufiño hacia Maldonado.

Fallas: Se observan dos orientaciones bien definidas de las fallas: una NE-SW y otra NW-SE. En el área de Tulcán y Tufiño, los bloques hundidos y levantados dan la impresión que se han formado, dos grabens y un horst, sin embargo, no existe otra evidencia aparte de los rasgos morfológicos.

La falla que une los centros de Yanacocha, Pelado, Tres Quebradas y Horqueta debe ser regional y relativamente profunda, de edad probablemente Pliocénica.

Un rasgo interesante detectado en las fotografías aéreas son las fallas radiales del área de la Caldera del Car.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En el área de estudio se pudo observar dos zonas de alteración hidrotermal: una afecta a los Volcánicos Pliocénicos en la longitud aproximada de 7 kilómetros en línea recta desde el punto de coordenadas 77°55’20’’ – 00°48’10’’ ubicado en el volcán Chiles, hacia el Oeste. La mineralización es de baja temperatura (con azufre, arcillas, etc.) especialmente en el área del volcán Chiles donde esta alteración podría estar relacionada a actividad fumarólica continua durante largos lapsos de tiempo; más hacia el Oeste se observaron además sulfuros, fundamentalmente pirita con algo de calcopirita; toda esta área está oxidada conspicuamente lo que da una idea del alto contenido de sulfuros de hierro. El azufre del Chiles fue minado hace algunos años de una manera continua, pero fue abandonado por falta de horizontes masivos del mineral; la mayor parte está diseminada en las lavas del Chiles 1 que allí afloran.

La segunda área con alteración se encuentra alrededor de 8 kilómetros al Sur de Tulcán y se extiende hacia el Este unos 3 kilómetros con mucha oxidación y la presencia de minerales tales como limonitas, arcillas, anhidrita, yeso, pirita, pirolusita, etc.

Dentro de los minerales no metálicos, es de interés en el área la ceniza volcánica de los primeros estratos de la columna estratigráfica presente en la mayor parte del lado este de la Hoja. Este material es utilizado para la fabricación de ladrillos en el área de Tulcán y en la población de Chapuel (77°44’00’’ – 00°49’20’’). Dada la gran extensión de cobertura de esta ceniza, el desarrollo de la industria ladrillera es de porvenir alentador.

El agua, líquido muy preciado inmediatamente al Oeste de Tulcán, se obtiene a través de pozos que indican un nivel freático a 2940 metros sobre el nivel del mar. Las fluctuaciones estacionarias producen intranquilidad a los pobladores.

HISTORIA GEOLÓGICA

Los eventos geológicos que originaron las rocas que afloran en el área de la Hoja Tulcán (escala 1:100000) se inician con el desarrollo de los Volcánicos Pliocénicos de Boliche y de la Cordillera Occidental.

Esta actividad edificó grandes estructuras volcánicas a lo largo de fallas regionales profundas, cubriendo la mayor parte del basamento cretácico de la Cordillera Occidental. La actividad del Virgen Negra en la Cordillera Real puede estar aquí incluida. Posteriormente la primera glaciación inicia la erosión profunda de los volcanes; es posible que durante este evento se inicie la alteración hidrotermal y fumarólica en el área del Chiles 1 y hacia el Oeste; estos eventos implican un descanso temporal en la acción efusiva general.

Inmediatamente después se produce el colapso de la Caldera del Car y de los deshielos de la primera glaciación, con la formación generalizada de lagos en las zonas planas como en la cuenca del Tulcán, por ejemplo. La actividad volcánica que prosigue origina los centros dentro de la caldera y otros en el área de Boliche, todos ellos tuvieron mucha influencia acuosa en su actividad generando abundantes explosiones freatomagmáticas y de posición de tobas lacustres.

Una segunda glaciación debe haberse activado, generando un flujo continuo de agua hacia los lagos por los deshielos, con gran erosión en las partes altas.

Posteriormente, se edifican los volcanes Chiles 2 y Cerro Negro, los cuales generan abundantes piroclastos que, en conjunto con los procedentes de Colombia, cubren toda el área; para este entonces ya los lagos se han secado por el escape del agua a lo largo de los ríos de la región y los sedimentos se depositaron en superficie.

Actividad fumarólica y posiblemente también alteración hidrotermal debió estar presente, influyendo en las rocas del área de La Estrellita.

Finalmente se generan los coluviales, aluviales y otros productos de la erosión más reciente.

CONCLUSIONES

Se concluye que la actividad volcánica en el área se inició en el Plioceno y se desarrolló con variaciones en la acidez de la misma. En los volcánicos Terciarios existe cierta zonación en la presencia de los piroxenos de la serie augita-aegirina.

Una de las variaciones en la acidez de la actividad magmática produjo la Caldera del Car.

El agua tanto de las glaciaciones como de probables lluvias jugó un papel importante en el tipo de depósitos volcánicos durante las erupciones.

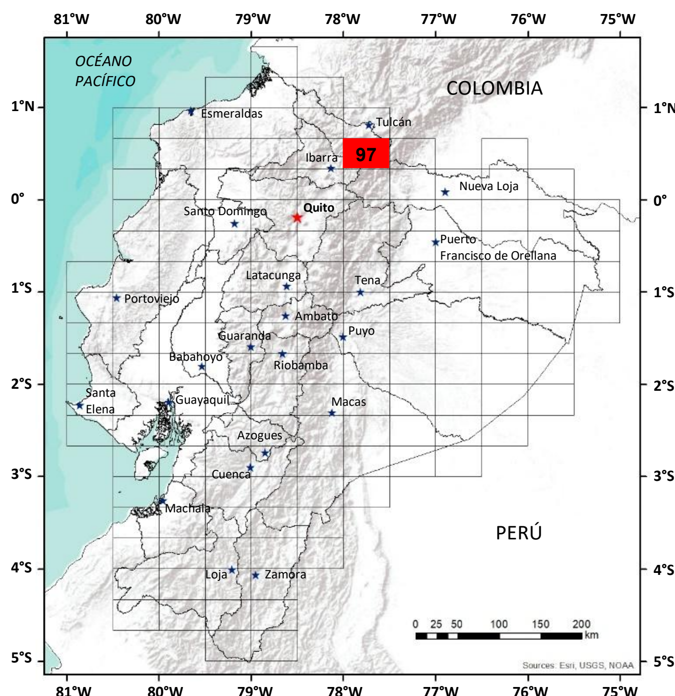
REFERENCIAS

INECEL (1979) Estudio Geológico del Área de Tufiño, Proyecto Geotérmico.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique Internacional, Vol. V, Fase 5 Ecuador (2da Edición). Centre National de la Recherche Scientifique.

HALL M. (1977) El Volcanismo en el Ecuador, I.P.G.H., Quito.

D.G.G.M-I.A.G.S. (1982) Mapa Geológico del Ecuador, 1:1000000



HOJA GEOLÓGICA-97
SAN GABRIEL (1986)

INTRODUCCIÓN

El área de la Hoja San Gabriel (97), escala 1:100000 está ubicada al Norte del país, en la parte Noreste de la Hoya de El Chota, localizada entre 77°30' y 78°00' de Longitud Oeste y entre 00°20' y 00°40' de Latitud Norte cubriendo parte de las Provincias de Carchi, Imbabura y Napo.

La principal vía de acceso constituye la carretera Panamericana que pasa por San Gabriel hacia Tulcán; se dispone de un buen número de carreteras segundo y tercer orden, además caminos de verano y de herradura, algunos intransitables en invierno.

La zona comprende los valles de El Angel y San Gabriel, la cuenca superior del río Chota, al extremo sur del Nudo del Boliche con sus respectivos flancos y parte de la Cordillera Real. El drenaje se dirige hacia el Océano Pacífico por el río Mira, la altura es el factor determinante del clima y la vegetación varía con cada piso climático. En general, en la mayor parte del área predomina el clima templado y frío con una temperatura promedio de 12.5°C, mientras que en las partes altas o páramos la temperatura promedio es de 0°C.

GEOLOGÍA

La Cordillera Real al Norte del país está dominada por grandes estratovolcanes y sus materiales de edad plio-cuaternaria que yacen sobre un basamento paleozoico-mesozoico y probablemente también precámbrico.

Desde la más antigua, las formaciones son las siguientes:

Gneises y migmatitas con granito (PE) (Precámbrico?): Los gneises afloran en su mayor en el lado Oeste del Grupo, mientras que hacia el Este afloran las migmatitas intercaladas con granitos. Mineralógicamente los gneises están constituidos de cuarzo, plagioclasa y biotita como minerales principales, el feldespato de potasio se presenta en las migmatitas localmente las mismas que están intercaladas con pequeños cuerpos de granito. Variedad de texturas metamórficas se presentan; en las migmatitas se encuentran los plegamientos ptigmáticos, la intrusión Lit-Part-Lit, las concreciones de minerales máficos separados por los félsicos, etc. Estas rocas son correlacionables con las rocas precámbricas de la faja metamórfica de la Cordillera Central colombiana que poseen una litología similar. El bandeamiento de los gneises es uniforme excepto en las áreas de falla donde varía y presenta abundantes fracturas de cizalla. En general, en los sectores migmatíticos, la orientación de los minerales es paralela al bandeamiento de los gneises.

Formación Ambuquí (PzA) (Paleozoico): La Formación Ambuquí aflora sobre la carretera Ibarra-Tulcán, a la altura de Pacheco Carpuela, en el Suroeste de la Hoja y al Norte de San Vicente de Pusir.

Están constituidos de esquistos sericíticos, filitas grafíticas, esquistos cuarcíticos y cuarcitas gris obscuras intercaladas en estratos decimétricos; bandas de grafito se intercalan con vetas de cuarzo formando una foliación bien definida. El contacto oriental de esta formación, no es muy claro, pero desaparece en la quebrada de San Basilio (78595, 0258), luego aparecen brechas cuaternarias presumiéndose que este contacto debe ser fallado pues tiene correlación con una brecha de falla encontrada a unos 800m al Este de Pusir (78592, 0277).

Al norte de San Vicente de Pusir y entre 0°31'37'' de Latitud Norte y 77°59'22'' de Longitud Oeste, afloran esquistos grafíticos con foliación vertical y orientación predominante Norte-Sur. El grado de metamorfismo de los esquistos es bajo y pertenece a la facies de esquistos verdes. Salazar y otros (1980) asumen una edad Paleozoica para esta Formación.

Metamórficos Indiferenciados (Pzi) (Paleozoicos): Afloran ampliamente en la parte oriental de la Hoja al Oeste de los gneises y migmatitas, constituyendo la gran faja metamórfica de la Cordillera Real que atraviesa todo el país de Norte a Sur. La mayor parte de las rocas están constituidas por metamórficas pelíticas intercaladas localmente con metabasitas; esquistos micáceos verdes, esquistos micáceos calcáreos, esquistos grafíticos, esquistos cuarcíticos, cuarcitas y gneises de cuarzo-plagioclasa-biotita hornblenda, con foliación de buzamientos fuertes y a veces verticales.

Los micaesquistos son de grano medio: se encuentran plegados, fallados y fracturados.

Estas rocas tradicionalmente han sido interpretadas como paleozoicas y precámbricas (Tschopp, 1953; Sauer, 1965; DGM, 1968; Campbell, 1970). Sin embargo, recientes estudios y observaciones (Bristow, 1973; Feininger, 1975) han llevado a interpretarlas con una posible edad Cretácica Superior. En todo caso se supone más recientes que las rocas metamórficas de la Formación Ambuquí. En esta Hoja se las incluye dentro del grupo de rocas Paleozoicas, por no existir evidencia en el área que indique una edad más reciente.

Formación Hollín y Napo indiferenciadas (Kh+Kn) (Mesozoicos): Vera (1980), realiza la descripción de estas rocas.

Afloran en una pequeña área de la parte Sureste de la Hoja. Bloques de caliza de la Formación Napo, así como de arenisca de la Hollín, se localizan a pocos metros al sur del río La Chispa y continúan al Sur por una distancia aproximada de 2 kilómetros.

Grupo Chota (Tch) (Terciario Superior-Mioceno): La columna estratigráfica de estas rocas sedimentarias yendo desde la más antigua hacia el tope se conforman de un conglomerado basal de clastos principalmente metamórficos y parcialmente plutónicos y volcánicos; afloran especialmente en el curso superior del río Mataqui (78558, 0225) (allí llamado río Pisque) seguido de brechas y areniscas volcánicas más jóvenes multicolores en estratos que alternan con estratos limo-arenosos compuestos. Continúa la columna con una secuencia de estratos rítmicos uniformes y alternantes de brechas, microbrechas y areniscas volcánicas en estratos muy potentes. En Coniyacu (78575, 0260), afloran brechas y conglomerados (tope de la columna) con clastos principalmente volcánicos subredondeados con tamaños que varían desde ½ centímetro hasta 15 y 20 centímetros. Desde la quebrada Sigsal, en el punto 0°24'30'' de Latitud Norte y 77°58'00'' de Longitud Oeste, siguiendo el cauce del río Chalguayacu afloran capas de 2 a 2½ metros de espesor de tobas compactas que alternan con brechas de matriz tobácea quedando en las márgenes del río depósitos aterrazados de estratos glaciares estratificados de espesores que varían de 10 a 20 metros. Estos estratos podrían correlacionarse con las brechas y conglomerados del tope de la columna.

La carencia de fósiles guía no ha permitido establecer con exactitud la edad de este grupo.

Volcánicos de Boliche (PL-bo) (Mio-Plioceno): Forman el extremo Sur del Nudo de Boliche, el cual en esta zona alcanza una altura máxima de 3500 metros y un ancho de 7 kilómetros. Separa los valles de El Angel y San Gabriel. Se trata de un lineamiento de estratovolcanes afectados por fallas. Los productos son mayormente andesitas y andesitas basálticas de colores variables entre gris claro y gris obscuro y con colores de alteración entre gris rosado; y un menor porcentaje de tobas, brechas y aglomerados volcánicos. La diferenciación entre los dos tipos de lava está dada por el mayor contenido en porcentaje de minerales máficos, augitas e hiperstena en las andesitas basálticas.

Las andesitas basálticas están constituidas por los siguientes minerales principales: plagioclasa, orto y clinopiroxenos; la textura es hialopilítica o fluidal y la matriz está constituida de vidrio volcánico con microlitos de plagioclasa.

En el carretero de El Ángel hacia San Rafael y en el sitio de la Loma Alta del Ishpingo y entre los 77°55'37'' de Longitud Oeste y 0°35'32'' de Latitud Norte afloran lavas andesíticas de color gris con una textura hialopilítica, teniendo como minerales principales: plagioclasa, ortopiroxenos y clinopiroxenos.

Volcánicos Tres Quebradas (Mio-Plioceno) (Pl-tq): En el área de la Hoja Geológica Tulcán (escala 1:100000), que se encuentra inmediatamente al Norte del área de la Hoja San Gabriel, afloran rocas del Terciario Superior originadas en tres centros de emisión alineados, las lavas (andesitas basálticas) y brechas compactas de uno de estos centros denominado Tres Quebradas, entran dentro del área de la Hoja San Gabriel, en el límite Noroeste de la misma. Aquí han sido denominadas como Volcánicos del Tres Quebradas y son correlacionables con los Volcánicos Boliche.

Volcánicos del Mirador de Huaca (Plmh) (Mio-Plioceno): El Mirador de Huaca es un estratovolcán bastante erosionado, asentado sobre las rocas metamórficas de la Cordillera Real. El producto es una andesita basáltica gris obscura de textura hialopilítica con matriz de microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico. Los minerales principales son plagioclasa y clinopiroxenos. En la quebrada de Los Milagros aflora una andesita de plagioclasa con vidrio volcánico. Los minerales principales son plagioclasa y clinopiroxenos. En la quebrada de Los Milagros aflora una andesita de plagioclasa con vidrio volcánico y minerales accesorios tales como biotita y opacos. Su textura es afanítica. Existe además un volcán parásito ubicado al SW de la Hoja de Huaca, escala 1:50000, sus productos son lavas basálticas y productos piroclásticos.

Volcánicos del Angochagua (PlAn) (Mio-Plioceno): Este volcán se encuentra fuera del área estudiada pero sus materiales han llegado hasta el vértice Suroeste de la Hoja. En la quebrada de Chalguayacu, sitio El Pailón, en el punto 77°58'32'' Longitud Oeste y 0°23'05'' Latitud Norte, afloran lavas andesíticas piroxénicas de color gris obscuro con matriz vítrea y fenocristales de plagioclasa; su textura es porfirítica o traquítica. Estos flujos están enmascarados por potentes masas piroclásticas de tobas, mantos de lapilli y ceniza de color crema amarillento, con potencias que sobrepasan los 60 metros. El grado de erosión de los volcanes Mio-Pliocénicos es bastante alto, en relación a los volcanes cuaternarios.

Volcánicos del Virgen Negra (Pl-Pvn) (Plio-Pleistoceno): Este volcán tiene la forma de un domo ancho y bajo. Se localiza aproximadamente a 23 kilómetros al Noreste de San Gabriel. Sus productos dentro del área estudiada son andesitas con una matriz microlítica con plagioclasa y vidrio volcánico. Su textura es hialopilítica con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxenos.

Sedimentos Volcano Lacustres (Qs) (Pleistoceno): Estos sedimentos tienen una potencia superior a los 1000 metros, afloran en la parte central Norte de la Hoja, inmediatamente sobre los sedimentos terciarios del Grupo Chota.

Alrededor de 700 metros de la parte inferior de la columna estratigráfica están constituidos por brechas, conglomerados, areniscas y tobas, todos ellos bien estratificados, en estratos de hasta 15 metros. El material grueso predomina y es común encontrar estratificación cruzada, graduada y algunos niveles muestran muy buen sorteo. Existen cambios laterales de facies locales, debido al movimiento del agua durante la depositación. Es posible que deposición del tipo hidromagmático está presente.

Sobre estos sedimentos descritos, se depositaron alrededor de 500 metros de sedimentos finos constituidos por tobas y areniscas volcánicas, con niveles locales de lahares y lavas que presentan los canales de alimentación de material volcánico hacia la cuenca. En toda área, estos sedimentos están cubiertos por piroclastos bien recientes.

De acuerdo con la columna estratigráfica, el inicio de la sedimentación en la cuenca, marca también el inicio de la actividad volcánica masiva en los Andes Septentrionales, para generar tanto material y también indica un transporte violento, con mucha energía, para transportar material grueso y muy grueso. La presencia de material fino en la parte superior de la columna indica un periodo de actividad más explosiva al final de la deposición.

Volcánicos de Chuquirahuas (Pcq) (Pleisto-Holoceno): Este volcán es conocido como Iguan. Es un estratovolcán de forma cónica que se encuentra localizado 8 kilómetros al Oeste de El Ángel, en la Hoja Geológica de Ibarra escala 1:100000. El área de estudio presente cubre una parte de su flanco oriental el cual está cubierto por una potente capa de piroclásticos que desciende suavemente hacia el valle de El Ángel. Está formada por andesitas hiperesténicas grises, hipocristalinas porfiríticas, de matriz con microlitos de vidrio, plagioclasa y piroxeno junto con opacos. En el carretero que va de El Angel a San Isidro y entre 77°57’28’’ Longitud Oeste y 0°38’38’’ Latitud Norte aflora una lava andesítica de color gris con las características mineralógicas ya descritas.

Volcánicos de Mangus (Pma) (Pleisto-Holoceno): Este volcán se localiza a unos 12 kilómetros al Noreste de Pimampiro, sus productos lávicos se componen de andesitas y andesitas basálticas de color gris obscuro a gris rojizo constituidos por feldespatos, piroxenos, anfíboles, olivino y óxidos de hierro. Sus texturas son porfiríticas, traquíticas o afaníticas. Probablemente como resultado de la mezcla de los productos piroclásticos y del agua proveniente de la fusión de los glaciares. Extensos mantos de flujos lahariticos se han acumulado sobre un gran frente del río Apaguí y otro que se extiende desde el Sigsal hasta la Angelina, probablemente depositados en un medio lacustre; sobre estos se han acumulado extensas y potentes capas de ceniza sobre las cuales las quebradas han labrado incisiones profundas de paredes verticales.

Volcánicos del Soche (Pvs) (Pleisto-Holoceno): Los volcánicos del Soche se localizan en la parte Noreste de la Hoja de Huaca (escala 1:50000) y en las coordenadas 77°33’34’’ Longitud Oeste y 0°33’02’’ Latitud Norte. Están formadas por dos centros volcánicos: diferenciándose el uno por estar constituido de productos más antiguos de andesita y andesita basáltica de color gris, bastante erodados.

En cuanto al otro centro volcánico, sus productos han sido menos erodados y constituidos de piroclastos, de edad más joven que el centro anterior.

Productos piroclásticos (Qpr) (Cuaternario): Se utiliza este término para denominar a la ceniza y lapilli volcánicos que cubren un área considerable de la hoja.

La ceniza en los estratos más potentes es de color crema amarillento, a veces rosado que cubre como un manto las laderas de las montañas, siguiendo la topografía preexistente del terreno. Se encuentra distribuido ampliamente en la Hoja, especialmente en los valles de El Angel y San Gabriel en las laderas del Nudo de Boliche y el Norte de San Vicente de Pusir. Esta potente cobertura piroclástica ha impedido trazar contactos netos de las áreas donde se presentan. La ceniza y lapilli que se localizan en la parte Norte de la Hoja, están constituidos por fragmentos de cuarzo, plagioclasa, biotita, pómez de hasta 10 centímetros de diámetro, en estratos decimétricos con fragmentos de varios tamaños con buen sorteo en cada uno de ellos, los que presentan erupciones individuales de distinta edad, probablemente originadas en varios volcanes.

Cuaternario Indiferenciado (Qi): Se ha incluido dentro de esta denominación los materiales que ocupan todo el valle de San Gabriel, hasta La Paz, Bolívar y los Andes, en el Suroeste.

Son acumulaciones poco coherentes de depósitos fluvio-glaciales y eólicos en una mezcla no uniforme. En la base están constituidos de conglomerados morrénicos, de clastos redondeados principalmente de rocas volcánicas cuyos diámetros varían desde ½ centímetro hasta 15 centímetros, e incluye bloques de 1 o 2 metros de diámetro. Están muy bien compactados y su matriz es arenosa-arcillosa. Están alternando con capas de ceniza, con espesores que varían entre 15 y 20 metros. Esta alternancia de depósitos morrénicos y ceniza evidencia las sucesivas glaciaciones e interglaciaciones que han ocurrido en este sector de los Andes ecuatorianos, aunque no ha sido posible hacer una diferenciación.

Sedimentos Lacustres (s) (Cuaternario): En la Hoja encontramos dos pequeñas áreas con estos sedimentos, una al Noreste de Guano (77582-0385) y la otra en la entrada del río Chingual (77412-0387). Están constituidas por gravas aportadas por las quebradas laterales, arena, ceniza y arcilla de origen orgánico e inorgánico.

Áreas de erosión glaciar (dg) (Pleistoceno): En los valles altos de la Cordillera Oriental se presentan muy difundidos residuos de tilitas y morrenas que ocupan antiguos circos y valles glaciares, los cuales han resultado de la erosión profunda de los glaciares en las zonas altas de la topografía Pleistocénica.

Terrazas (t) (Holoceno): Las terrazas se encuentran principalmente a lo largo de los ríos Escudillas, Mataqui, Caldera, Chota y Apaquí. Las terrazas del Apaquí están constituidas de sedimentos con clastos heterogéneos de rocas volcánicas y metamórficas. Las terrazas de los otros ríos mencionados contienen además fragmentos de rocas plutónicas. Se presentan ya sea en forma caótica (formadas por flujos de lodo) o bien sorteadas.

Coluviales (c) (Holoceno): Los coluviales se encuentran particularmente sobre las rocas metamórficas de la Cordillera Real, generalmente en las cabeceras de las quebradas, junto a los filos de cumbre. También se encuentran en las cabeceras de los circos glaciares. El tamaño de los clastos varía desde fragmentos pequeños hasta enormes bloques, y están constituidos de rocas metamórficas de una fuente muy cercana o in-situ.

Depósitos aluviales (Holoceno): Los depósitos aluviales se encuentran formando playas, terrazas bajas y conos de deyección a lo largo de la mayoría de ríos y quebradas grandes del área.

INTRUSIVOS (gt, gd, g (i))

Alrededor de la población de Chugá (77°54'03'' Longitud Oeste; 00°22'45'' Latitud Norte) a pocos kilómetros al Este de Pimampiro aflora un cuerpo intrusivo. La roca dominante es una granodiorita que tiene un color gris claro moteado con negro por la presencia de minerales ferromagnesianos, su textura es granular (fanerítica) y el tamaño del grano va de medio a grueso. En sectores aflora una roca máfica, de tipo diorita esquistosa color verde obscuro, que probablemente corresponde a la parte basal del intrusivo. Su contacto oriental con las rocas metamórficas de la Cordillera Real está fallado. Otro cuerpo fue localizado en el curso medio superior del río Cofanes a la altura de las siguientes coordenadas: 77°43'38'' Longitud Oeste y 00°28'50'' Latitud Norte. Se trata de un cuerpo ácido granítico-granodiorítico, con plagioclasa, biotita, feldespato, cuarzo; como minerales accesorios contiene opacos, sericita y hornblenda; esta última le da un carácter granodiorítico a la roca. Su textura es hipidiomórfica granular de granos gruesos. El rumbo y buzamiento promedio de las diaclasas son: Rb. N65°E; Bz 48°SE. Existen también diaclasas transversales secundarias en menor número de rumbo medio N50°W.

El contacto entre las rocas metamórficas y el intrusivo granítico es transicional. Parece que se encuentran afectadas con un metamorfismo de las rocas metamórficas indiferenciadas de la Cordillera Real, por lo que se cree que correlaciona con el granito de Azafrán, en el río Pastaza, al Sur de la Hoja y que su edad podría corresponder al Mesozoico.

Otro intrusivo denominado La Bonita se localiza al Sureste de la Hoja desde Santa Bárbara hasta el río La Chispa a la altura del punto de coordenadas 77°32'44'' de Longitud Oeste y 0°27'26'' Latitud Norte. La textura granular de la roca está bien desarrollada, mineralógicamente está constituida por cuarzo, plagioclasa y biotita; en sectores también se observa hornblenda y feldespato de potasio dando el carácter de una roca ácida de tipo granito-granodiorítico. El rumbo y buzamiento promedio de las diaclasas son: Rb. N40°E, Bz. 60°SE.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En la zona de estudio las fallas principales tienen un rumbo general N30°E, paralelos a la orientación de las cordilleras en el norte del país. Estas fallas son el resultado de esfuerzos compresionales pues se observa milonitización local alrededor de las mismas. Otros rasgos estructurales principales son: el graben de El Ángel al Noreste del área, el cual se extiende hacia el norte para formar el graben de Tufiño, al Oeste de Tulcán y la falla de la quebrada Manzanal, que separa el intrusivo de Chugá de las rocas metamórficas de la Cordillera Real, probablemente formando una estructura regional. También fue posible reconocer un Horst en el sector de Huaca. Fallas sobre las rocas metamórficas, al Este de la Hoja son muy notorias sobre fotografías aéreas y continúan hacia el Noreste, en territorio colombiano.

Fallas secundarias, de rumbo general norte 40° oeste, están presentes como la del río Malpaso al Noreste y la quebrada Guambi al Suroeste.

La foliación de las rocas metamórficas generalmente tiene rumbos al Noreste con buzamientos superiores a los 40° hacia el Noreste o Sureste. Microscópicamente las rocas demuestran poseer hasta tres planos de foliación (S1, S2 y S3), obliteradas unas con otras por lo que la foliación comúnmente observada en el campo representa la estructura más joven. Variaciones locales podrían ser el reflejo de las otras foliaciones más antiguas.

HISTORIA GEOLÓGICA

Un bloque de corteza continental Precámbrica se desarrolló en el área este de esta Hoja, probablemente en las mismas condiciones que las rocas Precámbricas de la Cordillera Central colombiana y que las rocas más viejas de la Serie Zamora, en el límite sur del Ecuador, afectadas luego por la orogenia caledónica.

Feininger (1975) interpreta los sedimentos protolitos de la actual cinta metamórfica Chota-Tahuín como provenientes del Escudo Guayanés que fueron depositados durante el Paleozoico Inferior en una cuenca posiblemente marina. Paralelamente probablemente se depositaron los protolitos de la faja metamórfica indiferenciada, al Oeste de los gneises y migmatitas. En el Paleozoico Superior (?) el ascenso de las superficies iso-geotérmicas causaron la deformación y el metamorfismo regional de las mismas rocas y probablemente también a las rocas Precámbricas aledañas.

Entre la deformación y metamorfismo de la cinta Chota-Tahuín y la deposición de las rocas cretácicas intervino un período prolongado de levantamiento y erosión (T. Feininger, 1975). Según la misma interpretación, una transgresión marina del Cretácico originó el Geosinclinal Mesozoico, el cual propició la deposición de sedimentos sobre las rocas anteriores desde el Aptiano hasta el Senoniano, los cuales parcialmente fueron metamorfizados en el Cretácico Superior; luego, durante el Neógeno, la erosión continuó con la deposición de sedimentos continentales en cuencas pequeñas como la del río Chota. Volcanismo intermitente tuvo que estar presente durante esta época. En el Plioceno tuvo lugar una fase orogénica que afectó a toda la cadena andina y que se conoce como Paroxismo Andino la cual plegó los sedimentos Mio-Pliocénicos. El volcanismo continuó activo, y muchos de los centros de emisión edificaron ya grandes estructuras volcánicas que llevaron a cambiar considerablemente la topografía del área, el nudo del Boliche, por ejemplo, se convirtió en un rasgo notable.

El Plio-pleistoceno es importante por una fase de levantamiento sin compresión lateral, que afectó a todo el cinturón andino y desarrolló la morfología actual. Estos movimientos fueron acompañados por intensa actividad sísmica y erupciones volcánicas que prácticamente cubrieron las cordilleras con material intermedio a ácido, así como favoreció la formación de grabens y la deposición de sedimentos fluvio y glacio-lacustres en la región interandina. Finalmente se tiene la erosión actual activa.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las fallas regionales que afectan a las rocas metamórficas, se encuentran mineralizadas con sulfuros; esta mineralización se presenta también en la foliación milonítica alrededor de dichas fallas.

Las arcillas que se han desarrollado en los sedimentos lacustres fino, podrían ser utilizados en la elaboración de ladrillos, la potencia de estos depósitos justifica una industrialización de este tipo.

Algunos depósitos de minerales no metálicos ocurren en la zona: al Sureste de El Ángel a 2½ kilómetros de distancia en el punto denominado “El Azufral”, una lava andesítica correspondiente a los volcánicos de Boliche, ha sido intensamente fracturada como consecuencia de una falla secundaria de rumbo Norte 40° Oeste que viene desde el río Malpaso y Picuaker; estas fracturas han sido rellenadas con azufre de origen volcánico. En el sitio conocido como “La Calera” a 4 kilómetros al Este de La Paz existe un depósito de carbonato de calcio impuro explotado por la Cia. Agro Industrias La Calera S.A. la cual produce cal viva y cal hidratada que son utilizados en la agricultura.

Igualmente, a unos 100 metros al Sur de la unión de las quebradas Chorrera y El Salado (77°53’30’’ Longitud Oeste y 00°20’30’’ Latitud Norte) afloran las mismas rocas carbonatadas con un bajo porcentaje de pureza. Estas calizas se conocen también como caliche.

REFERENCIAS

EASTERBROOK D. J. (1969) Principles of Geomorphology Mc Graw Hill Book. Go.

FEININGER T. (1975) “Geología de la zona Arenillas-Puyango (Provincia de El Oro) PREDESUR. Publicación N° 37, 1975.

FEININGER T. (1975) “Origin of Petroleum in the Oriente of Ecuador”, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 59, N° 7.

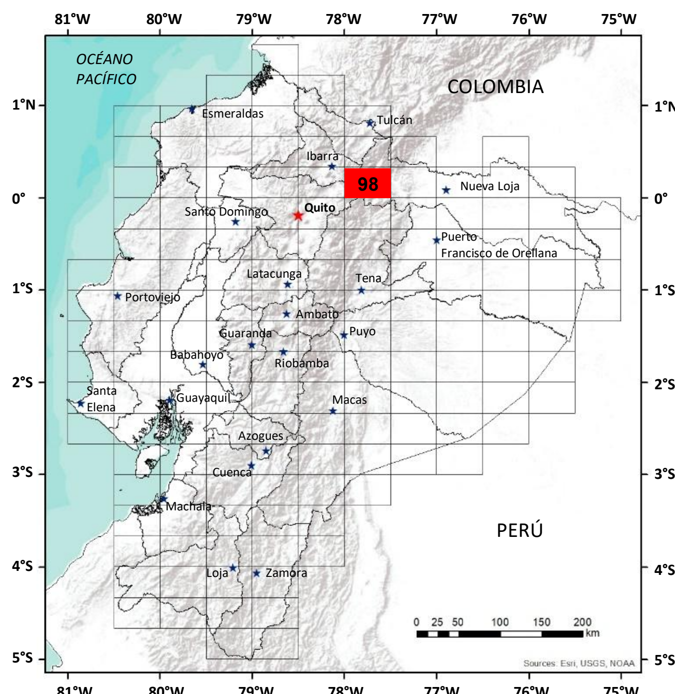
GOOSSENS P. J. (1972) “Los yacimientos e indicios de los minerales metálicos y no metálicos de la República del Ecuador”. Departamento de Publicaciones, Universidad De Guayaquil.

HALL M. L. (1977) “El Volcanismo en el Ecuador”, Talleres Gráficos del I.G.M., Quito.

INECEL (1973) “Proyecto Hidroeléctrico Montúfar”, Informe Geológico.

SALAZAR E. & ESPINOZA P. (1980) Hoja Geológica de Ibarra, escala 1:100000, Dirección General de Geología y Minas.

VERA R. (1980) “La Fosforita Uranífera, Río Chingual, Provincia del Napo”. Politécnica, monografía de Geología, Vol. V. N°2.



HOJA GEOLÓGICA-98
MARIANO ACOSTA (1989)

INTRODUCCIÓN

En el área de la Hoja se encuentra en las estribaciones del flanco oriental de la Cordillera Real, aproximadamente a 14km al suroriente de la población de Pimampiro, está dentro de las cuencas hidrográficas del Río Mira y del Río Aguarico, morfológicamente presenta relieves que van desde zonas planas hasta elevaciones de 5790m, con pendientes de hasta 70°, las elevaciones varían entre los 580 m.s.n.m. a los 5790 m.s.n.m.

La zona plana se localiza en la parte oriental de la Hoja, la zona de colinas y elevaciones se encuentra mayormente al suroccidente, el patrón de drenaje predominante es subparalelo en los complejos metamórficos y dendrítico espaciado en las Formaciones sedimentarias.

El clima varía de subtropical lluvioso a subtropical seco, con una temperatura promedio de 20° hasta frío de páramo con una temperatura promedio de 9°C, los meses de menos precipitaciones son de octubre a febrero, las mayores precipitaciones son en los meses de abril a agosto, la vegetación está acorde con su clima, desde bosques tropicales hasta paja y musgos.

La población más importante es la de Mariano Acosta.

GEOLOGÍA

El área está constituida por un basamento cristalino posiblemente precámbrico representado por anfibolitas y gneises, rocas metamórficas paleozoicas, constituidas por esquistos verdes, esquistos grafíticos y otros depósitos vulcano sedimentarios del Jurásico, constituidos por lavas y brechas, depósitos sedimentarios cretácicos constituidos por areniscas lutitas, calizas, arcillas, volcánicos Pliocénicos-Pleistocénicos y depósitos superficiales (glaciares, lahares, terrazas, lagunares, coluviales y aluviales).

Grupo Cofanes (PC_C) (Precámbrico): Nominación dada a las rocas metamórficas que afloran al Noreste del país por Salazar E. 1980, en el área se localizan al nororiente. los afloramientos más relevantes se encuentran a lo largo del cauce del Río Cofanes, desde la Quebrada Lincamamcha hasta la Quebrada Duendes; comprenden anfibolitas, ortogneises, cuarcitas y posiblemente migmatitas, las anfibolitas afloran fuera de la Hoja al Noreste de la parroquia La Sofía, los ortogneises se presentan como una roca compacta, grano fino a medio, color gris obscuro, constituido fundamentalmente por cuarzo, mica y feldespatos, la dirección predominante es N45°E, con un ángulo de 85° buzando al Este, las cuarcitas se presentan compactas, color gris, grano medio, textura granoblástica, constituidas por cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita como minerales principales, epidota y magnetita como minerales accesorios.

Metamórficos Indiferenciados (PZi) (Paleozoico-Cretácico): En la zona central de la Hoja de Norte a Sur principalmente a lo largo del Río Blanco afloran rocas metamórficas, representadas por esquistos grafitosos, gneis y esquistos verdes.

Los esquistos grafitosos se localizan a la margen derecha del Río Pisque al Norte de la Hoja, presentan una coloración gris obscura, están constituidos por cuarzo, feldespato y biotita, predomina la dirección N45°E, con inclinación de ángulos hasta 60° con buzamientos al Este, los esquistos verdes afloran a lo largo de la carretera desde el puente sobre el Río Blanco (Mataqui) a San Francisco de Sigsipamba, están constituidos por cuarzo, feldespato y clorita, se presentan bastante plegados de Oeste a Este, con dirección N35°E, con inclinación de ángulos de hasta 80° con buzamientos predominantes al Oeste.

En la margen izquierda de la Quebrada Ramos Danta c. (7670-3551), se encuentra una zona de esquistos verdes con un alto contenido de granate, la dirección predominante en este sector es de N10°E con ángulos de inclinación de 90°.

Intercalados con los esquistos verdes se encuentran los gneises color gris, constituidos por cuarzo, feldespato y mica.

Cortando a las rocas metamórficas se encuentran diques riolíticos de aproximadamente de 1m de potencia, los planos de separación entre los diques riolíticos y las rocas metamórficas se encuentran rellenos de cuarzo, el mismo que está mineralizado (galena y pirita). Estas rocas metamórficas sobreyacen en contacto fallado al Grupo Cofanes, el espesor aflorante sobrepasa los 1000m.

Formación Chapiza (JKCh) (Jurásico): La Formación Chapiza fue definida por Goldschmid (1940), está compuesta por capas rojas continentales que incluyen areniscas y lutitas, además y con frecuencia contiene intercalaciones de porfiritas, hasta rocas efusivas. En la Hoja se localiza al Noreste los principales afloramientos se los encuentra a lo largo del Río La Chispa, están representados por andesitas porfiríticas color gris verdosa, brechas y sedimentos tobáceos silicificados, localmente en el área subyace discordantemente a las Formaciones cretácicas.

Formación Hollín (KH) (Cretácico Inferior): La Formación fue nominada por Wasson T. y Sinclair J. H. (1927), comprenden areniscas con intercalaciones de lutitas, en la Hoja se localiza al suroriente, a lo largo de los cauces de los Ríos Due Grande, Due Chico, está representada por bancos de areniscas de grano fino a medio, textura azucarada, bien clasificados, con poco cemento arcilloso o calcáreo. Generalmente se encuentra una estratificación cruzada, intercaladas a las areniscas se encuentran delgadas capas de lutitas de color gris a gris obscuro, se encuentra en contacto discordante o sobreyaciendo a la Formación Chapiza y subyace concordantemente con la Formación Napo, por estudios palinológicos, la datan como del Albiano, posiblemente con la base del Aptiano, la potencia aflorante varía entre unos 150 a 260m aproximadamente.

Formación Napo (KN) (Cretácico Medio): La Formación fue nominada por Wasson T. y Sinclair J. H. (1927), en la Hoja se localiza en la parte suroriental y oriental, fundamentalmente al Oeste de la margen derecha del Río Aguarico, en estos sectores está representada por lutitas estratificadas en capas de 8 a 10cm, color gris, interestratificadas se encuentran areniscas de una potencia aproximada de 20cm, al suroriente de la Hoja se caracteriza por la presencia de lutitas negras, finamente estratificadas, intercaladas en porción variable por bancos y nódulos calcáreos, por capas arenosas o arenopilíticas, por chert y por niveles de fosforita, descansa en contacto concordante sobre la Formación Hollín y subyace en contacto discordante con la Formación Tena (Sección Puerto Libre).

El conjunto de la fauna indica una edad del Albiano Superior del Cenomaniano, la potencia es de aproximadamente 300m.

Formación Tena (KPcT) (Cretácico Superior): La Formación fue nominada por Kappeler J. V. (1939), en el área se localiza en la parte suroriental principalmente a lo largo del cauce del Río Aguarico aguas arriba hasta la confluencia de los Ríos Cofanes y Chingual, está constituida por arcillas rojas y abigarradas con matices gris verdosos, estructura masiva, en pequeños sectores se presenta estratificada, al dirección predominante es N50°E, con un ángulo de buzamiento de 22° buzando al Este, esta Formación marca un ambiente continental, descansa en contacto discordante sobre la Formación Napo, en algunos sectores está cubierta por depósitos de pie de monte (F. Mesa), generalmente los fósiles son escasos, Tschopp le asigna una edad del Cretáceo Superior o Plioceno, la potencia aflorante es de ± 10m a 50m.

Volcánicos Angochagua (PL_{An}) (Plioceno): El nombre de estos depósitos ha sido tomado de la Cordillera Angochagua, aparentemente ésta tiene su origen por una erupción pliocénica linear, a lo largo de una ruptura tectónica longitudinal, que se extiende desde el Nudo Interandino de Cajas al Este de Cusín hasta el Río Chota en el pueblo de Ambuquí con el Cerro de Pilar, en la Hoja se localizan al Oeste, se extienden de Norte a Sur desde el Puente de Mataqui hasta el Río Azuela, consta de lavas, brechas volcánicas y tobas.

Las lavas están representadas por andesitas y basaltos, se presentan como rocas compactas grano fino a medio, textura hialopilítica y fluidal, constituidas por fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y ortopiroxenos de color gris a gris obscuro, la brecha volcánica se presenta compacta constituida de andesitas de color gris al rojo carne, forma subredondeada a angulosa, de tamaño centimétrico hasta +50cm, con matriz limoarcillosa, las tobas son de color crema, están constituidas por fragmentos de andesitas y pómez, el espesor aflorante sobrepasa los 1000m.

Formación Mesa (PLPM) (Pleistoceno): La nominación fue dada por Tschopp H. J. 1953, a los depósitos de pie de monte, estudiados desde las cadenas orientales de los Andes sobre la parte occidental del oriente, en la Hoja se localizan aproximadamente a tres kilómetros al oriente de la confluencia de los Ríos Quecuno Grande y Quecuno Chico, son depósitos polimícticos, mal clasificados de forma subredondeada a redondeada, la litología predominante es de esquistos, andesitas y granitos, la potencia aflorante es de + 40-60m.

Volcánicos del Cayambe (QY) (Plioceno-Pleistoceno): Estos depósitos son producto del volcán Cayambe (5790m), se localizan al Suroeste de la Hoja, se extienden en dirección SW-NE, desde el volcán Cayambe hasta la margen derecha del Río Azuela en la confluencia con el Río San Jerónimo, están constituidos por lavas, brechas volcánicas, aglomerados y piroclastos.

Las lavas se presentan como rocas compactas, grano medio, textura porfirítica, constituida por plagioclasa, augita, hiperstena, en una matriz de andesina con poco vidrio volcánico, se puede indicar que predominan las andesitas piroxénicas, las brechas volcánicas están constituidas de fragmentos de andesitas, diámetro centimétrico, los aglomerados están constituidos de cantos y bloques de andesitas, subangulosos a subredondeados con matriz limo-arcillosa, los piroclastos están representados por un manto de fragmentos de pómez, color blanco amarillento, se encuentran intercalados con cangagua. El espesor de los volcánicos Cayambe sobrepasa los 1600m.

Cangagua (Q_C) (Cuaternario): La cangagua se la ha considerado como un depósito constituido por toba volcánica y ceniza, se localiza al noroccidente principalmente a lo largo de la carretera que une Mariano Acosta con Pimampiro, generalmente de un espesor uniforme y potente, en la base de estos depósitos se encuentran piroclastos constituidos principalmente de piedra pómez.

La toba volcánica es de color amarillento, grano fino, potencia variable desde decímetros hasta metros, cubriendo a estos depósitos se encuentra la ceniza de color claro.

Depósitos Glaciares (dg) (Holoceno): Son depósitos acarreados por los glaciares a causa de la fusión de los hielos, en el área se localizan principalmente al suroccidente, la evidencia mayor es la laguna de San Marcos, posiblemente debe su origen a grandes bloques que descendieron del Cayambe; en la Hoja están representados por morrenas y fluvio glaciares.

Depósitos Laharíticos (lh) (Holoceno): Estos depósitos se han formado por una mezcla rápida de escombros de material volcánico y agua, que se han desplazado a lo largo de la pendiente nororiental del Cayambe y del Reventador, están constituidos por fragmentos de rocas volcánicas, de forma subredondeada a angulosa, de tamaño variable desde centímetros hasta metros, en una matriz arenosa, interestratificados se encuentran lentes de arena y grava.

Depósitos Lagunales (W) (Holoceno): Estos depósitos se encuentran relacionados con la actividad de los glaciares, están constituidos por limos y arenas, con la presencia de ciertos cantos de rocas metamórficas.

Terrazas (t1-t2) (Holoceno): La terraza más desarrollada se encuentra al Norte de la Hoja a la margen derecha del Río Pisque, como basamento se encuentran rocas metamórficas cubiertas por depósitos volcánicos.

Depósitos Coluviales (c1-c4) (Holoceno): Se encuentran en la margen derecha del Río Blanco, al Norte de la Hoja, se ha diferenciado tres niveles, los mismos que se han producido por la sobresaturación del suelo y la fuerte pendiente.

Depósitos Aluviales: Son muy escasos, el de mayor importancia se encuentra en las márgenes del Río Aguarico, está constituido por bloques de granito, esquistos, calizas y lutitas.

Zona de Derrumbes: Se encuentran principalmente al Norte de la parroquia de San Miguel, estos se han originado por la fuerte pendiente y la esquistosidad de las rocas metamórficas en sentido de la ladera.

ROCAS INTRUSIVAS

Aproximadamente un 10% del área está constituido por rocas intrusivas, entre los cuales puede mencionarse los siguientes:

Intrusivo Río Cofanes: En la confluencia del Río Cofanes con la Quebrada Malgenia se observaron bloques de granito de forma subangular a angular de diámetro de + 6m.

Intrusivo El Gato: La denominación dada a las rocas intrusivas que afloran al Norte de la Cordillera de Mainas, se extiende desde el Río Córdova hasta el Río Aguas Claras, se lo ha identificado como un granito de color gris, grano medio a grueso, textura granítica, constituido por plagioclasas (35%), feldespatos (25%), cuarzo (35%), biotita y moscovita (5%) como minerales principales y como minerales accesorios circón y apatito.

Intrusivo Cascabel: Se localiza al Sur de la Hoja en el Río Cuscungo, es un cuerpo de forma alargada y limitado al oriente por la falla de cabalgamiento de "La Sofía", está representado por una granodiorita de textura granítica constituida por plagioclasa (40%), feldespato (20%), hornblenda (10%), biotita (15%), cuarzo (10%) como minerales principales; como minerales secundarios caolín y clorita (2%), como minerales accesorios circón, apatito y opacos (3%).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Fotogeológicamente se han diferenciado tres unidades estructurales: fallas, diaclasas y pliegues.

Las fallas más importantes se localizan al Este de la Cordillera Real, se las puede agrupar en dos sistemas principales N-E a S-W y se las ha denominado "La Sofía" y "La Bonita" y N-W a S-E.

La falla "La Sofía" tiene una dirección N40°E con buzamiento de 70°-80° al Oeste, es de tipo normal, se ha desarrollado dentro de las rocas metamórficas.

La falla "La Bonita" tiene una dirección N10°-20°E con buzamientos casi verticales, es una falla de compresión tipo cabalgamiento que pone en contacto las rocas metamórficas precámbricas con las rocas sedimentarias del cretáceo, esta falla posiblemente es de una edad del cretáceo superior o terciario.

Las diaclasas están íntimamente relacionadas con las rocas intrusivas, en las cuales se han diferenciado cinco sistemas de diaclasas N-S; E-W; N-E; S-W; S-E, con buzamientos verticales.

En cuanto a los pliegues la estructura más importante es el anticlinal asimétrico de dirección N40°E, que se localiza a la margen derecha del Río Aguarico entre la Quebrada Sebastiana.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

El núcleo de la Cordillera Real está constituido por rocas precámbricas y paleozoicas, representan la orogenia varística, posteriormente fueron fuertemente plegadas, a la cual siguió una fuerte actividad volcánica (Formación Chapiza) y a esta actividad volcánica acompaña o seguía uno o más levantamientos orogénicos en el post-Paleozoico y a mediados del Jurásico, seguido de una denudación y posterior acumulación de sedimentos provenientes de la denudación del Escudo Guayanés, representado por la Formación Hollín, una transgresión marina; en el cretácico deposita sedimentos que representan la Formación Napo, a finales del cretácico se producen fuertes levantamientos y como consecuencia se produce la regresión del mar, durante el levantamiento se producen paulatinas transgresiones y regresiones dando lugar a la depositación de conglomerados y lutitas rojas, Formación Tena, esta intercalación de ambientes marino y continental amerita el cierre de la cuenca marina.

En la época del Plioceno habían ocurrido derrames de mantos lávicos por regiones falladas como los volcánicos Angochagua, en el cuaternario se producen intensas actividades volcánicas, así como fuertes glaciaciones.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En el área se encuentran yacimientos de minerales no metálicos, fosforitas c. (2151-7700), calizas de la Formación Napo y areniscas de la Formación Hollín, indicios de minerales metálicos, oro fundamentalmente a lo largo del Río Cofanes en los depósitos aluviales, como material de construcción se puede utilizar los materiales volcánicos y como material de ornamentación se tiene granitos, así como esquistos.

REFERENCIAS

ÁLVAREZ JAIRO-LINARES ENRIQUE. (1985) Una edad K/Ar del macizo de Garzón. Dpto. del Huila, Colombia.

BALDOCK J. W. (1982) Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1000000.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER. (1977) Léxico Estratigráfico del Ecuador.

CIEPER/BRGM. (1984) Investigaciones de fosfatos sedimentarios en la Formación Napo del Oriente, 1984.

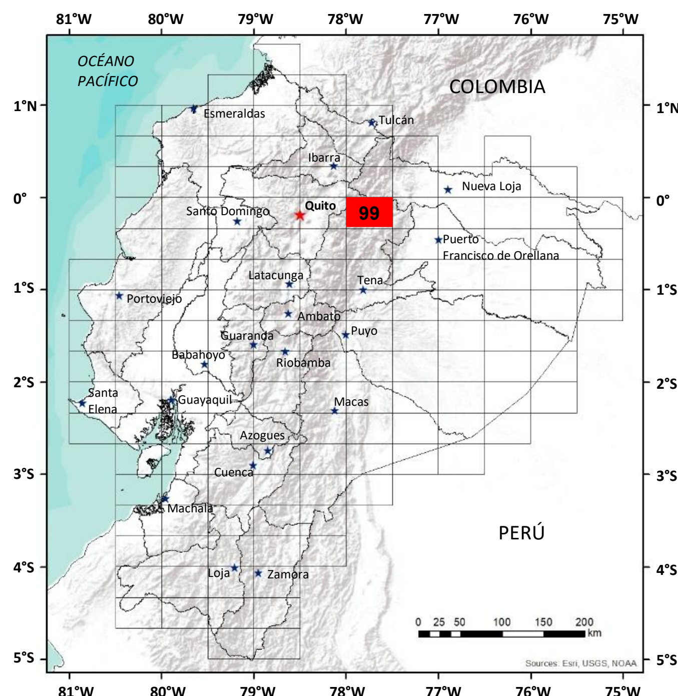
GUBLER YVONNE & ORTYNSKI IGOR (1966) Informe Geológico preliminar sobre las posibilidades petrolíferas de las cuencas sedimentarias del Ecuador.

INECEL (1979) Esquema Geológico de la cuenca alta del Río Aguarico.

SALAZAR E., CILIO E., DÍAZ L. (1987) Hoja Geológica de San Gabriel, escala 1:100000. Instituto Ecuatoriano de Minería, 1987.

SANTAMARÍA W., ORELLANA H. (1980) Hoja Geológica de Otavalo, escala 1:100000. Dirección General de Geología y Minas.

SAUER WALTHER (1965) Geología del Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-99
REVENTADOR (1989)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Reventador está ubicada en las estribaciones orientales de la Cordillera Real y la parte Norte de la Cordillera Napo-Galeras, tiene como principal vía de acceso el carretero Quito-Lago Agrio, además pocos caminos vecinales y de herradura.

El principal sistema de drenaje está dentro de la subcuenca del Río Quijos y lo conforman los Ríos Papallacta, Oyacachi, Salado y Malo.

La zona está constituida por relieves moderados a bien marcados, generalmente muy disectados, desarrollados sobre rocas secundarias y terciarias de la zona subandina, fuertemente deformados y plegados por la orogenia andina.

El principal sistema de drenaje está dentro de la subcuenca del Río Quijos y lo conforman los Ríos Papallacta, Oyacachi, Salado y Malo.

La zona está constituida por relieves moderados a bien marcados, generalmente muy disectados, desarrollados sobre rocas secundarias y terciarias de la zona subandina, fuertemente deformados y plegados por la orogenia andina.

El clima variable con dos zonas bien marcadas: Zona Mesotérmica Húmeda en las estribaciones de la Cordillera Oriental y Zona Tropical Húmeda hacia las partes bajas, con abundante pluviosidad; la flora y la fauna es abundante, con incremento de la agricultura y ganadería en los últimos años.

GEOLOGÍA

En la zona afloran rocas metamórficas de edad precámbrica?, que constituyen el basamento cristalino (anfibolitas y gneises), rocas metamórficas paleozoicas (esquistos verdes), depósitos volcanosedimentarios de edad jurásica (lavas y brechas), depósitos sedimentarios cretácicos (areniscas, lutitas, calizas y arcillas) y rocas volcánicas recientes, productos emitidos por los diferentes centros volcánicos localizados dentro y cerca de la Hoja.

ROCAS METAMÓRFICAS

Grupo Cofanes (PC_C) (Precámbrico): En la zona de estudio que comprende la Cordillera Real, se observan dos secuencias agrupadas, la una con un fuerte metamorfismo, comprende ortogneis, gneises, anfibolitas y posiblemente migmatitas, la otra secuencia con un menor grado de metamorfismo consta de esquistos grafíticos y sericíticos, micaesquistos, etc.

Geólogos que han estudiado nuestro país, afirman que se trata de series paleozoicas antiguas y núcleos precámbricos; sin embargo, ninguno ha presentado estudios estratigráficos concretos. Los mejores afloramientos están expuestos en los cauces de los Ríos Salado, Azuela y Arenillas, representados por ortogneis, gneis, anfibolitas y posiblemente migmatitas, con una orientación Norte-Sur.

En muestra macroscópica presenta un color gris verdoso a gris claro, con textura granoblástica de grano fino a medio, en contacto discordante con los Volcánicos-Cayambe.

Es correlacionable en Colombia con la Cordillera Central de edad Paleozoica; sin embargo, en Ecuador le ha sido asignada una edad Mesozoica, debido a procesos de levantamiento o reordenamiento posteriores.

Grupo Ambuquí (Paleozoico): Forma parte de la franja metamórfica Chota-Tahuín, estas rocas se localizan en los sectores Oeste y Suroeste y en el sector centro-norte de la Hoja. Los principales afloramientos se localizan en los Ríos Cariyacu, Chalpi, Guagrayacu, Cedro y Santa María, todos estos tributarios del Río Oyacachi y están constituidos de esquistos cuarzo feldespáticos, cloríticos, grafíticos, sericíticos, moscovíticos, gneises cuarzosos y micáceos en proporciones variables, estas rocas metamórficas presentan una foliación N20°-30°, el buzamiento es de 40°-45°W.

En el corte Oyacachi-El Chaco se nota la presencia de rocas metamórficas de bajo grado a medio, de tipo barroviano, en muestra de mano, estas rocas presentan un color gris claro a verdoso con moteados claros y blancos brillantes, la textura es granoblástica, con estructura esquistosa, así tenemos esquistos cuarzo-sericíticos de grano fino p. 48c (1669-9740), estos metamórficos sobreyacen al Grupo Cofanes en contacto fallado, siendo bajo el grado de metamorfismo perteneciente a la facies esquistos verdes.

Formación Chapiza – Miembro Misahuallí (JKCh) (Jurásico): Wasson y Sinclair (1927), reconocieron por primera vez al miembro superior de la Formación Chapiza, estas rocas son las más antiguas del Mesozoico, que afloran en la parte inferior de los cañones formados por los Río Quijos, Salado y Machacuyacu, con un espesor aproximado de 600 metros, buenos afloramientos han sido observados en el sector de los Ríos Bombón y Murallas, en el Río Quijos (sector de San Rafael) la potente cobertura volcánica (lahares, flujos de escombros, etc.) dificulta la observación de afloramientos del Miembro Misahuallí.

Está constituida por potentes afloramientos de sedimentos detríticos rojos, areniscas conglomeráticas, lutitas intercaladas por una facies volcánica; lavas, tobas y brechas de diferente composición.

El tope de la Formación Chapiza está marcado por el recubrimiento Hollín, por una discordancia local, carece de fósiles guía, aunque datos de la A.E.O. (Anglo Ecuadorian Oil Fields), indican una edad Neocomiano-Aptiano y según dataciones la base parece corresponder al Jurásico Superior y su tope al Cretácico Inferior (Hoffstetter, 1977)

Formación Hollín (KH) (Cretácico): Denominada por Wasson T. y Sinclair J. H. (1927), constituida de areniscas con intercalaciones de lutitas, sobreyaciendo al Miembro Misahuallí en contacto erosional, constituyendo los escarpes y acantilados que dominan los valles encañonados de los Ríos Quijos, Machacuyacu, Salado y Negro. La secuencia se presenta como una arenisca cuarzosa blanca, limpia, bien clasificada de grano fino a medio, con poco cemento arcilloso a calcáreo, p11 c (781-869). Los bancos arenosos se intercalan con delgadas secuencias de lutitas negras, carentes por completo de fósiles, la base de esta Formación descansa sobre la Formación Chapiza, en su facies roja continental o en su facies piroclástica, p43 c. (814-877) en discordancia angular, mientras que el contacto con la Formación Napo es concordante. La Formación tiene un espesor de 80 a 240 metros, constituye la roca almacén principal del hidrocarburo en el Oriente del Ecuador. A la arenisca Hollín le ha sido asignada una edad sobre bases palinológicas, que indican que la base es del Aptiano y la secuencia avanza hasta el Albiano Inferior (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Formación Napo (Kn) (Cretácico): Establecida por primera vez por Wasson T. y Sinclair J. H. en 1927. La localidad tipo se localiza en el alto Napo (Oriente) y al Norte y Este de Puerto Napo consiste en una sucesión de lutitas negras, calizas grises a negras y areniscas calcáreas depositadas en ambiente marino en una cuenca de orientación Norte-Sur, Tschopp (1953) la dividió en tres miembros, algunas compañías petroleras han realizado subdivisiones más detalladas en los registros de pozos (Bristow y Hoffstetter, 1977; Wilkinson, 1979).

Esta Formación suprayace de manera transicional y concordante a la Formación Hollín y es correlacionable en Colombia con la Formación Caballos.

Napo Inferior: Consiste en una arenisca basal intercalada de lutitas y calizas con facies litorales dominantes al Este.

Napo medio: Constituida por capas de caliza masiva, color gris claro, textura bioclástica, con fósiles acumulados en capas de lumaquela, intercaladas con niveles de fosforitas p36 c (591-704).

Napo superior: Contiene capas de lutitas negras y gris verdosas, duras, interestratificadas con calizas de color gris obscuro, conteniendo fósiles, areniscas cuarzosas y bitumen.

Formación Tena: Nominada por Kappeler J. V. (1939) en informes de la Shell no publicados. La localidad tipo corresponde a afloramientos en los alrededores de Tena, aflora en la parte Noreste y Sureste de la Hoja, de manera restringida y está constituida por: arcillas plásticas abigarradas, pobremente estratificadas, localmente violáceas, grises o verdosas, presentando una estructura masiva, raras veces laminada, arenosa y limpia con un espesor de aproximadamente 10 metros, su tope no ha sido determinado. Con base en estudios paleontológicos y de palinología realizados por el I.F.P. se ha detectado a la Formación Tena como Maestrichtiense.

Formación Mera (Pl_{PM}) (Cuaternario): Descrita por Tschopp en 1945, consiste en depósitos de terrazas jóvenes a manera de abanicos de pie de monte, compuesto principalmente por tobas arenosas y arcillosas con varios horizontes de conglomerados gruesos, presentando estratificación cruzada, hacia la parte oriental el espesor de las terrazas decrece, en la zona del Río Quijos (Poblado del Reventador), se observan dos cuerpos aterrazados (Remanentes) depositados encima de la Formación Tena. Su edad corresponde al Cuaternario.

Depósitos volcánicos jóvenes (Plioceno-Cuaternario): Manifestaciones volcánicas de edad Pliocénica a Cuaternaria de los Volcanes Cayambe, Reventador, Pan de Azúcar y Sumaco, están bien desarrollados al Norte y al Sur de la zona de estudio.

Volcánicos Cayambe (QY) (Plio-Cuaternario): Este volcán se localiza en la parte Noroeste de la Hoja, constituido por lavas, brechas volcánicas, aglomerados y productos piroclásticos; en el sector denominado Planada de la Virgen, se observan flujos lávicos con disyunción columnar, cuyos prismas presentan diámetros de hasta 0.60 metros, formando planos alargados con taludes de 80 a 120 metros de altura, originándose en la parte superior altiplanicies, cuya roca es de naturaleza andesito-basáltica, de un color gris obscuro a gris verdoso, existiendo en sus planos de fracturación vetillas blancas de material calcáreo; su potencia es de ± 50 metros, cabe señalar la presencia de "ojos" de aguas termales con una temperatura mayor a 60°. Destaca discordantemente sobre el complejo metamórfico, Sauer y otros autores ubican a este complejo volcánico como Pliocuaternario.

Volcánicos Pan de Azúcar (QPA) (Pleistoceno): Esta elevación situada en la parte Sureste de la llamada cordillera de "Guagrahurcu" con cotas del orden de los 3000 metros, presenta relieves típicos con escarpes y zonas relativamente planas.

Las rocas tienen una composición petrográfica similar a las del Volcán Sumaco, presentándose lahares que descienden al Río Quijos a través de sus tributarios, también flujos lávicos de estructura columnar observados en el lecho del Río Quijos p. 107 c. (677-938), afloramiento masivo de lavas negras y violáceas con estructura columnar de aspecto escoriáceo con una textura subporfirítica. La roca es un basalto, los flujos de lava recubren parcialmente a las rocas del Miembro Misahuallí en este sector (Río Quijos, bajo el puente, vía a Linares); que constituyen el basamento. En otras áreas están recubriendo a las rocas de las Formaciones Hollín y Napo, formando sendas discordancias litológicas y angulares, se puede asumir su edad como Holocénica.

Volcánicos Reventador (Qr) (Pleistoceno): Situado en la parte nororiental de la Hoja (Provincia de Napo) a 3500 m.s.n.m., su amplio anfiteatro en forma de herradura tiene un ancho aproximado de 4.6km y una extensión de 6.5km, presenta en su interior paredes muy escarpadas cubiertas por una frondosa vegetación, donde se originan 3 corrientes de agua: El Río Marker, Río Engaño y Río Reventador que en lo futuro llevarán los materiales del cono actual hacia el Río Coca.

Afuera de su parte convexa se aprecia claramente una fractura circular, la cual se piensa está relacionada con la génesis del anfiteatro. De las evidencias encontradas en el presente estudio, permite distinguir tres períodos en el desarrollo del volcán.

El primer período de actividad (Rev. I), se cree tuvo lugar a fines del Pleistoceno.

El segundo período (Rev. II), se lo ubica posiblemente en el Holoceno, habiéndose construido un segundo edificio sobre escombros del anterior que sobrepasó los 4000 m.s.n.m., los productos de la actividad de este volcán fueron abundantes, observándose estos materiales en el Río Malo y en la cascada de San Rafael.

El cono actual coronado por un cráter de 200 metros de diámetro y ±30 metros de profundidad, abierto hacia el oriente en la parte superior del cono se encuentran depositadas capas de arena que engloban a fragmentos angulares y subangulares que van desde lapilli hasta bloques y bombas volcánicas. La parte baja del cono contiene lávicos de hasta 30 metros de potencia.

Depósitos glaciares (dg) (Holoceno): Están asociados directamente con los volcanes, constituidos por fragmentos de lava andesítica, color gris, forma subangular a redondeada, con diámetros entre 2 y 20cm, existiendo bloques aislados de hasta 5 metros de diámetro, dentro del depósito se encuentran capas decimétricas de ceniza color amarillo café, las que contienen clastos poco vesiculados de pómez, presentando una incipiente estratificación.

Depósitos fluvio-glaciares (gu) (Holoceno): Los fluvioglaciares cubren parcialmente la parte Noroeste de la Hoja y presentan una morfología semiplanar y sus materiales se depositan con una cierta clasificación.

Depósitos laharíticos (lh) (Holoceno): Importantes depósitos de materiales fragmentarios se destacan por su volumen y área de recubrimiento, denominados lahares, que se han originado de los Volcanes Reventador, Sumaco y Cayambe respectivamente, los mismos que se hallan depositados en los tributarios de los Ríos Quijos y Aguarico. La edad es Holocénica de acuerdo con la posición estratigráfica, su espesor varía entre 50 y 60 metros.

Depósito lagunar (W) (Holoceno): Estos depósitos están relacionados con la actividad glacial, los que están constituidos por limos y arenas con la presencia de cantos de rocas metamórficas y volcánicas.

Depósito coluvial (c) (Holoceno): Los depósitos de pendiente, derrumbes o coluviales se localizan parcialmente en la Hoja, constituidos por un material heterogéneo, como arcilloso proveniente de la Formación Tena y elementos en tamaño variable de varios metros, de estratos más recientes (calizas, etc.).

Depósitos de terrazas (t1-3): Distribuidos en amplias zonas aledañas a los Ríos Oyacachi, Quijos, Bombón, Salado, Malo y Murallas, constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas polimícticas, acarreadas y depositadas en forma lenticular, ocasionalmente su espesor alcanza unos 50 metros, cubren parcialmente a Formaciones antiguas en forma escalonada de hasta tres niveles.

Hacia la parte Sureste, predomina una morfología de glacis, con abundancia de bloques de hasta un metro de diámetro y de distinto origen, la naturaleza y tamaño de los elementos sugiere que su procedencia sea de un depósito de piedemonte del tipo mesa o mera, ampliamente extendido en la periferia del “Levantamiento Napo”.

Depósitos aluviales: Localizados en las planicies aluviales de los Ríos Quijos, Salado, Oyacachi, Due y Coca, están constituidos por materiales poligenéticos de todo tamaño, generalmente mal clasificados, acarreados por eventuales crecidas torrenciales y depositados sobre llanuras de inundación y cauces de ríos.

ROCAS INTRUSIVAS

En el sector Norte de la Hoja Reventador, se localiza un cuerpo intrusivo de forma alargada que está atravesando el complejo de rocas metamórficas y paleozoicas de la Cordillera Real, el cual hacia el Este está en contacto fallado con un rumbo Norte-Sur, cubierto en su parte Norte por rocas volcánicas de la denominada Planada de la Virgen. Es probable que este cuerpo alargado sea una ramificación del cuerpo intrusivo de Cascabel, pues se trata de rocas de igual composición, estas rocas intrusivas graníticas por encontrarse muy cerca del plutón (Int. de Cascabel), se presentan a manera de apófisis entre las rocas volcánicas de la Formación Misahuallí.

En la margen izquierda del Río Salado, aflora un cuerpo ácido, de composición granodiorítica, mostrando una textura hipidiomórfica granular de grano grueso. Estas rocas presentan un diaclasamiento no muy desarrollado.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El intenso tectonismo al que ha sido expuesta la zona ha permitido el gran desarrollo de fallas, pliegues y fracturas ocasionadas por esfuerzos compresionales y de distensión, estructuras que mantienen orientaciones preponderantes y concentración de las mismas en sitios específicos.

Los rasgos estructurales por esfuerzos compresivos tienen una orientación regional Norte-Sur paralela a la Cordillera de los Andes.

Merlyn (1976) concuerda aproximadamente con lo señalado anteriormente, quien al estudiar la geología regional entre los Ríos Salado y Malo reconoció tres fases de deformación. Del análisis de las observaciones realizadas en el campo y de las conclusiones a las que han llegado los autores mencionados, se puede aplicarlos siguientes criterios estructurales:

Primera fase de Compresión Pre-Terciario: Esta se manifiesta por dos aspectos fundamentales: marcada discordancia angular entre las Formaciones Misahuallí y Hollín, e intensos fracturamientos originados por eventos tectónicos separados al parecer por tiempos relativamente cortes, afectando el primero, exclusivamente a las rocas de la Formación Misahuallí y el segundo a la parte inferior de la Formación Hollín.

El contacto formacional Misahuallí, Hollín, tiene un basculamiento general hacia el Noreste, producto de fallas, cuya concentración es mayor en el Este que en el Oeste del área estudiada.

Segunda fase de Compresión Terciaria: Esta fase corresponde a la compresión que originó los cabalgamientos de la zona subandina, datada generalmente como Mio-Pliocénica (Faucher y Savoyat, 1973).

Los efectos de esta fase tectónica en el área trabajada son evidentes por la presencia de micropliegues y la posible existencia de fallas longitudinales de cabalgamiento localizadas en áreas más estables.

Tercera fase de Compresión Pliocuaternaria: Esta fase tectónica es evidenciada por una serie de fallas normales verticales y subverticales, que implican una etapa de distensión y además fracturación paralela a las fallas, deflexión de la estratificación, presencia de estrías subverticales en las lutitas, etc.

Producto de esta fase tectónica existen fallamientos longitudinales y transversales o secundarios, dando lugar los primeros a desplazamientos relativos de hasta dos metros, subdividiendo así el sector en una serie de bloques longitudinales, alargados, hundidos o levantados y se cree que existe una estrecha relación con volcanismos recientes (Volcán Reventador).

HISTORIA GEOLÓGICA

Este capítulo se refiere a los procesos geológicos acaecidos y en una forma muy general a la influencia de los fenómenos geológicos regionales, tomando como base los procesos orogénicos.

Precámbrico y Paleozoico: Rocas cratónicas de la era arcaica del Escudo Guayanés están expuestas en la actualidad, pero subyacen a la cubierta de la epiplataforma sedimentaria en la cuenca oriental. Las rocas metamórficas del Precámbrico pueden subyacer a la zona subandina en el Levantamiento Napo (Baldock, 1982).

Los sedimentos del Paleozoico Inferior (Formación Pumbuiza), fueron depositados en el oriente en el margen occidental del Cratón Guayanés; restos no metamorfizados pueden aparecer por debajo de gran parte de la cobertura del Mesozoico, quizá a lo largo de la zona subandina del oriente.

Los sedimentos equivalentes de agua profunda se depositaron más al Oeste y fueron subsecuentes, deformados alrededor del borde del Cratón Guyano-Brasilero estable, cuyas rocas metamórficas resultantes (Grupo Llanganates) forman el núcleo y la masa de la Cordillera Real, éstas han sido afectadas por metamorfismos subsecuentes y empujados hacia el Este, parcialmente sobre rocas no deformadas del Paleozoico y del Mesozoico (Baldock, 1982).

Mesozoico: Las rocas metamórficas de la Cordillera Real, forman la espina dorsal o columna vertebral de la Sierra, las cuales fueron probablemente suprayacidas por sedimentos fosilíferos del Triásico y posiblemente del Devónico, las cuales fueron posteriormente metamorfizadas y erosionadas por la Cordillera Real.

La sedimentación del Jurásico en esta cuenca fue primordialmente de facies sedimentarias rojizas continentales de la Formación Chapiza, la cual estuvo acompañada y continuada por una dispersión de actividad ígnea que avanzó hasta el Cretácico que dio origen al Batolito Granítico de Abitagua y Miembro Volcánico Misahuallí de la Formación Chapiza (Baldock, 1982).

Cretácico: En el Cretácico las rocas sedimentarias del Aptiense y más jóvenes, fueron depositadas en un geosinclinal delimitado al Oeste por la Proto-Cordillera Real.

La Cuenca Miogeosinclinal del Oriente o Antepaís, recibió una secuencia no volcánica, clástica y carbonática, correspondiente a la Formación Hollín, proveniente de la denudación del Escudo Guayanés, que fueron depositados en el Cretácico, durante los procesos de transgresión del mar en ambientes de aguas someras o poco profundas.

Estudios paleontológicos y palinológicos efectuados por investigadores del I.F.P. y A.E.O permitieron datar a la Formación Hollín como Albiano y posiblemente la base Aptiano.

Al final de Albiense el mar continúa invadiendo la parte baja de la región oriental y sobre las areniscas de la Formación Hollín, se depositan lutitas negras, areniscas glauconíticas, calizas, margas, rocas conocidas como Formación Napo.

El contacto entre las Formaciones Hollín y Napo ha sido definido como transicional-concordante y en sitios particularizados como fallados.

A finales del Cretácico, la orogenia Laramídica, a la que fue sometida la región oriental al final del Campaniense, originó fuertes levantamiento continentales, estos movimientos epirogénicos ocasionaron paulatinas transgresiones y regresiones, lo que dio lugar a que los sedimentos fueran depositados en ambientes intermitentes de agua salobre y dulce, estos sedimentos están representados por lutitas de color verde, areniscas cuarzosas de color gris obscuro, arcillas abigarradas de color rojo (red-beds), definiendo a este conjunto litológico como Formación Tena.

El contacto Napo-Tena ha sido definido por un cambio brusco de facies, fenómeno que ocurrió después del hiato erosional y previo a la depositación de la Formación Tena.

Sobre la secuencia estratigráfica descrita, actuaron tres fases tectónicas: fase de compresión pre-terciaria; fase de compresión terciaria y fase de distensión plio-cuaternaria, produciendo diferentes elementos estructurales (fallas, diaclasas, pliegues).

La sedimentación en la cuenca continental trasarco del Oriente continuó en el Oligoceno, Mioceno y Plioceno, con la depositación de las rocas de las Formaciones: Chalcana, Arajuno y Chambira, gran parte del Levantamiento de los Andes se sucedió en el Neógeno Superior, en el cinturón subandino plegado y fallado del trasarco. La deformación tardía causó el plegamiento de los sedimentos del Mioceno y formó el Levantamiento Napo. (Baldock, 1982).

Cuaternario: El levantamiento Napo causó erosión en la Sierra acompañada de un mutuo volcanismo, la actividad volcánica comienza a extinguirse y a emigrar hacia el Este (Volcanismo Cayambe, Pan de Azúcar y Reventador), esta migración volcánica se nota actualmente en el Volcán Reventador, donde se nota además que se ha producido un cambio petrológico (W. Sauer) del magma hacia una composición más básica. Dentro de los depósitos asociados con el Volcán Reventador, se encuentran flujos lávicos y los depósitos laharíticos que esconden las estructuras y las Formaciones existentes.

Finalmente, en la actualidad se tiene un proceso de erosión y posterior acumulación que da lugar a la formación de los depósitos aluviales y terrazas.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El área de estudio presenta grandes posibilidades de minerales metálicos (curso de los Ríos Oyacachi, Salado, Quijos y Coca), determinado por la presencia de minerales de sulfuro de cobre, en mayor porcentaje, calcopirita, pirita, bornita en forma diseminada, además la presencia de minerales formativos: cuarzo, circón, etc. (Estudio Mineralógico, Ing. Ramiro Torres, INEMIN).

Como minerales no metálicos importantes tenemos: fosforitas ubicadas en la margen izquierda del Río Due Grande c. (2151-7700).

Las calizas que se localizan en forma de bancos dentro de la Formación Napo, con potencias variables desde centimétricas hasta ± 2 metros.

Se ha podido constatar el aprovechamiento en pequeña escala, de las areniscas cuarzosas de la Formación Hollín, en el sector del carretero El Chaco-Tres Cruces-Salado.

Materiales de construcción pueden ser explotados en muchos lugares de la Hoja, donde existen productos volcánicos (arena, gravas y bloques).

Las arenas de las terrazas aluviales se utilizan para la construcción.

REFERENCIAS

BALDOCK, J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico, escala 1:1.000.000 I.G.M., Quito, Ecuador, p. 1-70.

BALSECA W. & ROBLES. J. (1983) Informe Geológico. Proyecto Coca-Codo Sinclair (INECEL).

CIEPER/BRGM (1984) Investigación de Fosfatos Sedimentarios en la Formación Napo del Oriente, Informe Definitivo Fase I. C. 753-005.

GEYER O. F. (1980) Die mesozoische Magnafazies-Abfolge in den nördlichen Anden (Peru, Ekuador, Kolumbien. [Las Magnofacies Mesozoicas en los Andes Septentrionales (Colombia-Ecuador-Perú)], pág. 98-111.

HOFFSTETTER R. (1977). Lexique Stratigraphique International. Vol. V.

McCOURT W. J. & ASPDEN J. (1983) Modelo Tectónico de Placas para la Evolución. Fanerozoico de Colombia Central y Sur.

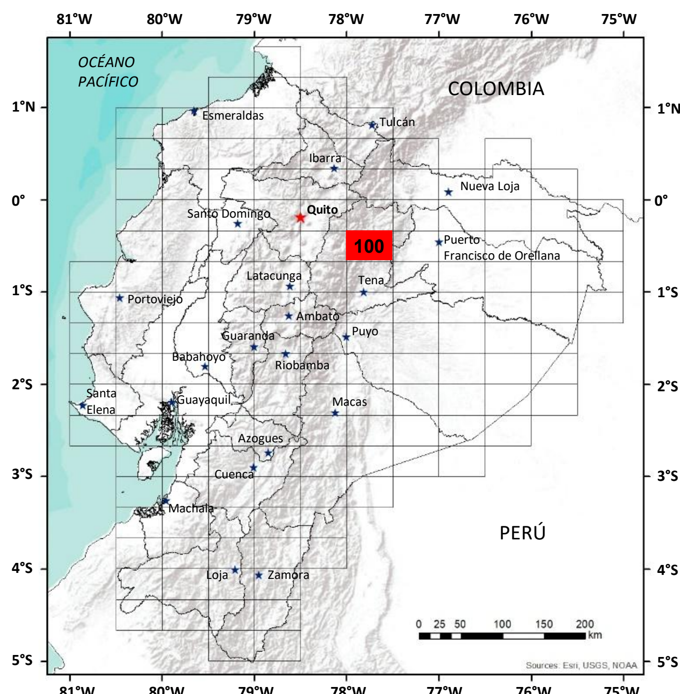
MIYASHIRO A. (1961) Evolución de los Cinturones Metamórficos.

STIBANE F. (). Tectónica de los Andes Septentrionales, pág. 91-97

TROUW R. (1976) Cuatro cortes para la faja metamórfica de la Cordillera de los Andes.

TSCHOPP H. J. (1953) Bosquejos de la Geología del Oriente Ecuatoriano.

WALTHER SAUER (1965) Geología del Ecuador, Quito-Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-100
BAEZA (1986)

INTRODUCCIÓN

El área de Baeza está ubicada sobre las estribaciones orientales de la Cordillera Real y la Cordillera Napo-Galeras, a unos 75km al Este de Quito. El principal acceso lo constituye la carretera Quito-Papallacta-Baeza, en donde se bifurca hacia Lago Agrio al Noreste y hacia Tena al Sur, además cuenta con caminos vecinales y de herradura. El río principal es el Quijos que drena el área hacia el Noreste y desemboca en el río Coca, otros ríos como el Cotapino, Suno, Molino, Hollín, corren hacia el Este y Sur para desembocar en el río Napo. El relieve es variable, montañoso en los sectores de la Cordillera Real al Oeste, Cordillera de Guacamayos al Sur y Cordillera de Galeras al Este; y un valle rodeado por estas montañas que se extiende hacia el Este, formando parte de la llanura amazónica. El clima es variable en relación a la altitud, subtropical-húmedo en las partes bajas y frío andino en las regiones altas. La pluviosidad de la zona es casi permanente, veranillos de hasta dos semanas constituyen las épicas secas. La vegetación y la fauna son variadas y abundantes.

GEOLOGÍA

En esta Hoja están presentes rocas metamórficas de edades Paleozoica y Mesozoica; rocas intrusivas y volcánicas del Jurásico; sedimentos Cretácicos, Terciarios y Cuaternarios parcialmente cubiertos por rocas volcánicas y depósitos sedimentarios y volcano-sedimentarios de edad cuaternaria.

Rocas metamórficas de la Cordillera Real-Grupo Llanganates (P_{ZL}) (Paleozoico?): Ocupan el sector Oeste del área, se encuentran buenos afloramientos en el tramo de la carretera entre Cuyuja y Baeza, en este corte se encuentra una secuencia de esquistos cuarzo-sericíticos de color verde a gris verdusco (cuarzo, albita, sericita, cianita, opacos), esquistos grafitosos color gris obscuro (cuarzo, clorita, grafito, sericita); esquistos cuarzo calcáreos color gris verdusco (cuarzo, albita, carbonatos, cianita, opacos, pirita); cuarcitas gris verduscas; esquistos cuarzo-anfibolíticos color verde obscuro (albita, cuarzo, anfíbol, cianita, epidota, opacos y carbonatos); ortogneises color gris (plagioclasa (An 10-20), cuarzo, feldespato potásico, moscovita, carbonatos); esquistos cuarzo-biotíticos color verde claro (cuarzo, albita, biotita, epidota, clorita, micas crenuladas); metaesquistos de cuarzo color gris verdusco claro (cuarzo, moscovita, sericita, carbonatos, albita, opacos, pirita); esquistos cuarzo-feldespáticos color gris claro (albita, cuarzo, moscovita, feldespato potásico, carbonatos y opacos); y esquistos cuarzo-micáceos color gris verdoso (plagioclasa (An 10-20), anfíbol, feldespato potásico, moscovita, cuarzo, carbonatos, opacos, clorita).

Las paragénesis de minerales de estas rocas indican un metamorfismo de presión intermedia (facies serie de Barrow), de las facies de esquistos verdes; el grado de metamorfismo disminuye de Oeste a Este.

Estas rocas se las considera como las más antiguas de la zona, algunos autores las ubican en el Paleozoico (Tschopp, 1956), otros en el Cretácico (Feininger, 1983), la edad del último metamorfismo, seguramente va desde el Maestrichtiano al Terciario temprano, según Feininger (1983).

Formación Misahuallí (JKM) (Jurásico Superior): Aflora en el lecho del curso alto de los ríos Hollín, Borja, Cotapino. Varias franjas sinuosas de medio kilómetro de ancho; se presentan en los lechos de los ríos Chacayacu, Suno, Molino, Cachiyacu y otros.

Las rocas que constituyen esta Formación son: Traquitas felsófiras microgranuladas; tobas deleníticas con fragmentos alterados de andesita, vitrófiros, keratóferios, dacitas, ortoclasa, plagioclasa, biotita, hornblenda, cuarzo secundario, hematita, limolita en una pasta alterada; dacitas porfiríticas color rosado, compuestas de plagioclasa (20-30), vidrio volcánico, cuarzo y carbonatos; granodioritas color gris claro con plagioclasa, hornblenda, feldespato potásico, opacos, sericita, carbonatos; brechas volcánicas color gris verdusco a gris rojizo con plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y material milonitizado; y arcosas color café violáceo, con fragmentos líticos.

Estas rocas descansan concordantemente sobre la Formación Chapiza, de la cual era considerada su Miembro Superior.

Carece de fósiles, pero datos palinológicos de la Anglo indican una edad Neocomiano-Aptiano para una muestra de 33 metros bajo el contacto de Hollín-Misahuallí, según dataciones parece que la base de la Formación está en Jurásico Superior y el tope está en el Cretácico Inferior (Hoffstetter, 1977).

El espesor se considera mayor a 200 metros, estas rocas están falladas diaclasadas, alteradas, erosionadas y constituyen el núcleo del anticlinal Napo. Se las considera comagmáticas con las rocas del Intrusivo Abitagua-Guacamayos (Hall y Calle, 1981).

Formación Hollín (KH) (Cretácico: Aptiense-Albiense): Rocas de esta unidad están localizadas a lo largo de los ríos Hollín, Cotapino (curso superior), Cauchillo (curso inferior) además están ampliamente distribuidas sobre el Levantamiento Napo.

Está constituida por una capa basal de areniscas conglomeráticas; areniscas cuarzosas color blanco amarillento de textura sacaroide, masivas o con estratificación cruzada, lutitas bien laminadas de color pardo, carbonosas con pirita singenética diseminada, en la parte media, lutitas con lignito y nódulos de ámbar. En varios afloramientos las areniscas se hallan saturadas de asfalto.

El contacto con la Formación Misahuallí es una discordancia erosiva, su espesor es variable (aproximadamente 100 metros como promedio).

Análisis palinológicos, hechos por la Anglo y el IFP, de restos de plantas encontrados en las areniscas y lutitas han determinado una edad Aptiense-Albiense.

Su origen es continental y en parte marino, depositado en la línea de costa de un mar transgresivo.

Formación Napo (KN) (Cretácico: Albiense-Coniaciense): Afloramientos de rocas de esta Formación están ubicados en el curso alto del río Hollín en las orillas del río Cotapino, y en el sector este de la Cordillera Guagrahurco.

Napo Inferior: Secuencia de areniscas, color verde, cuarzosas y glauconíticas, lutitas arenosas, gris verduscas, con intercalaciones de calizas grises de textura bioclástica.

Napo Medio: Principalmente calizas masivas de color gris claro, textura bioclástica, con fósiles acumulados en capas lumaquélicas intercaladas con capas de lutitas negras, areniscas calcáreas y lentes de chert.

Napo Superior: Consiste en capas de lutitas duras de color negro y gris verdusco con delgadas capas de caliza gris obscuras, parcialmente fosilíferas y areniscas cuarzosas.

Estas rocas son generadoras y almacén de petróleo. El contacto con la Formación Hollín es concordante gradacional. El espesor varía entre 100 y 80 metros, de Sur a Norte.

Wasson y Sinclair (1927) determinaron 36 géneros de moluscos con 56 especies, tales como Oxitropidoceras, Broncoceras, Inoceramus Concentricus, Inoceramus Labiatus, Coelopoceras, varias Pecten y Exogira, esto sumado a la litología y materia orgánica sugiere un ambiente de sedimentación de facies marinas calcáreas de agua somera (epinerítica), en un mar transgresivo.

Rocas mesozoicas metamorfizadas-Grupo Margajitas (PM_{ZM}) (Jurásico Superior-Paleoceno): Este grupo fue identificado en el centro-oeste del área, como una franja de unos 6km de ancho con una dirección NNE-SSO, paralela al rumbo de la Cordillera Real. Al norte de Baeza, a lo largo de la quebrada Parada Larga, afloran metavolcanitas gris verduscas, porfiroblásticas, algo foliadas y con micropliegues; lutitas gris verduscas microplegadas y foliadas; cuarcitas de color gris claro; pizarras grafitosas bien laminadas; mármol gris obscuro; meta-areniscas grises con vetillas de calcita; filitas rosadas foliadas y microplegadas con clivaje tectónico en dos direcciones.

Estas rocas tuvieron como protolitos a las rocas de las Formaciones Misahuallí, Hollín, Napo y Tena respectivamente, las cuales sufrieron dos metamorfismos cinético-mecánicos en un periodo post-Cretácico, durante la Orogenia Laramídica. La edad de este grupo se puede considerar como Jurásico Superior-Cretácico-Paleoceno, con base en las edades correspondientes a cada uno de sus miembros (Formaciones Misahuallí hasta Tena).

Volcánicos del Antisana (P_{An}) (Plio-Cuaternario): Se localizan en los valles formados por los ríos Papallacta y Quijos al Noroeste del área, constituidos por flujos lávicos con disyunción columnar, formando taludes verticales de hasta unos 120 metros de altura, originándose en la parte superior altiplanicies (alrededores de Baeza). Estas rocas son de naturaleza andesítica-basáltica, de color negro a gris verdusco que por procesos de intemperismo adquieren un color rojo-amarillento, su textura es afanítica, cambia en otros sitios a textura hialopilítica con pigmentos blancos de feldespatos alterados, de hornblenda y de vidrio volcánico. Descansan en forma discordante sobre las rocas metamórficas de la Cordillera Real y en parte están cubiertas por depósitos cuaternarios. Según varios autores estas rocas volcánicas son de edad Plio-Cuaternaria.

Volcánicos del Sumaco (P_{Su}) (Plio-Cuaternario): Afloramientos de rocas de esta unidad están localizados en el lecho del curso superior de los ríos Hollín Grande y Hollín Chico, como grandes flujos de lava color negro con estructura columnar. Estas rocas se hallan ampliamente distribuidas alrededor del Sumaco, un estratovolcán de 3828 m.s.n.m., edificado sobre rocas sedimentarias Cretácicas y plutónicas Jurásicas.

Consisten en andesitas porfiríticas, hialopilíticas y pilotaxíticas color gris obscuro con fenocristales de olivino, augita, plagioclasa (An 40) y magnetita; tefritas color gris obscuro de textura porfirítica, hipocristalina pilotaxítica con fenocristales de augita, haüyna, leucita, nefelina, melilita, pigeonita, perovsquita y plagioclasa (An 60), estas lavas de carácter alcalino constituyen rocas racas y únicas en el país, y son petrográficamente similares a aquellas de los cerros Pan de Azúcar, Guagrahurcu y Cerro Negro, al Norte del área. Su edad es Plio-Cuaternaria por su posición estratigráfica y poca alteración.

Depósitos volcano-sedimentarios de Cosanga (H_{Co}) (Holoceno): Estos depósitos fueron mencionados por geólogos de CEPE en el informe geológico de la Cordillera Napo Galeras (1978), como cantos rodados fluviales de distinta composición, limos, arcillas bloques de rocas volcánicas y metamórficas. Afloran localmente en el sector Suroeste de la Soja y se prolongan al Sur de la cuenca del río Cosanga.

Están constituidos principalmente por rocas volcánicas con algún aporte de metamórficas, conformando bancos conglomeráticos y aglomeráticos de bloques subredondeados y angulares respectivamente, de hasta 1 metro de diámetro y de 10 metros de potencia, además bancos de areniscas tobáceas de color pardusco, de hasta 5 metros de potencia, intercalados con arcillas y limos de variados colores, en capas de 0.20 a 1 metro de potencia, en posición horizontal. La potencia total de estos depósitos se ha estimado en 50 metros, su edad en base a su posición estratigráfica y su disposición horizontal se estima como Holocénica.

El ambiente de depositación es continental, fluvio-lacustre de agua dulce, de tipo molásico.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES (Holoceno)

Terrazas (t1-2): Están medianamente distribuidas en zonas aledañas a los ríos grandes y medianos del área, tales como: Cosanga, Papallacta, Quijos, Sardinas Grande, Borja, Cauchillo y otros. Estos depósitos están constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas polimícticos, acarreados y depositados en forma lenticular por aguas de crecidas torrenciales sobre llanuras de inundación, la potencia es variable, alcanzan hasta los 50 metros y cubren parcialmente a Formaciones más antiguas en forma escalonada de hasta tres niveles.

Lahares: Localizados sobre las riberas de los ríos Quijos, Borja, Cauchillo, Pacayacu y Cosanga principalmente. Estos depósitos consisten en una masa caótica de cantos de rocas volcánicas en su mayor parte, e intrusivos y sedimentarias en menor cantidad; los bloques son de hasta 2.5 metros de diámetro de forma angular y subangular, mezclados en una matriz de ceniza y arena volcánica de color gris pardusca, algo compacta. Su origen son los volcanes Sumaco y Pan de Azúcar, ubicados al centro y sur del área.

Aluviales: Encontrados principalmente en los cauces y orillas de los ríos grandes del área: Quijos, Cosanga y Papallacta. Estos depósitos están constituidos por materiales poligenéticos, generalmente mal clasificados, acarreados por eventuales crecidas torrenciales y movimientos permanentes de agua, depositados sobre llanuras de inundación y cauces de los ríos, su espesor es variable, pudiendo alcanzar unos 30 metros.

Ceniza volcánica (Q_C): Se presenta distribuida en la zona como una capa superficial de unos 4 metros de espesor y principalmente en los alrededores del Volcán Sumaco. La ceniza está alterada a una arcilla limosa de color café amarillento de textura terrosa, masiva, con pocos fragmentos de obsidiana, se encuentra enmascarando la morfología típica de formaciones más antiguas. Proviene de los volcanes aledaños: Sumaco y Pan de Azúcar.

ROCAS INTRUSIVAS

Intrusivo granítico Abitagua-Guacamayos (g, gp) (Jurásico): Este batolito fue descrito por primera vez por Colony R. J. y Sinclair J. H. en 1932, como granito rojizo, en la confluencia de los ríos Topo y Pastaza y como granito de biotita en el río Urcusiquiyacu, al norte del río Jondachi. Afloramientos típicos del área se localizan en el corte de la carretera desde Cosanga a Asnayacu, en la Cordillera de Guacamayos, en la parte central-sur de la Hoja. Análisis petrográficos de muestras del sector han determinado que se trata de un granito leucocrático (Hall y Calle, 1981), de textura granítica, hornblenda y biotita como principales; clorita, carbonatos y opacos como secundarios. Existen variaciones composicionales y texturales dentro del intrusivo. No se ha detectado aureolas de metamorfismo termal de contacto en las rocas vecinas.

La fase magmática y la intrusión inicial es sinorogénica y posterior al plegamiento de la Cordillera Real, asociada a una edad Pre-Tiyuyacu. El levantamiento tectónico de este intrusivo pertenece al período post-andínico, debido a que rompe rocas de la Formación Chambira (Mioceno), la cual aflora en el sector del Caserío La Serena (Hoja de Puerto Napo). Estructuralmente este cuerpo se encuentra fallado, diaclasado y cortado por diques, los contactos con las rocas encajantes son fallados.

Su edad ha sido determinada mediante dataciones radiométricas: 175 ± 5 Ma (Rb/Sr WR) (M. Halpern, 1978) y 178 ± 7 Ma (K/Ar-biotita) (Herbert, 1977), las cuales determinan una edad correspondiente al Jurásico Medio (Hall y Calle, 1981).

TECTÓNICA

La tectónica de la zona es relativamente compleja, el sistema de fallas más importante se localiza en el Valle del río Quijos, limitando al graben de Cosanga con predominio de movimiento vertical, estas tienen un rumbo general NNE-SSO, debido a las fuerzas compresionales que actuaron en dirección casi Este-Oeste, existen además otras fallas locales de dirección NW-SE, el graben está limitado al Oeste con las rocas metamórficas y al Este con las rocas graníticas y volcánicas, el diaclasamiento es frecuente en tres direcciones en las rocas más resistentes. Regionalmente este tectonismo permite dividir el área en las siguientes unidades geotectónicas que se encuentran distribuidas de Oeste a Este: la vertiente Este de la Cordillera Real, constituida por rocas metasedimentarias del Grupo Margajitas; el Horst de Abitagua-Guacamayos constituido por rocas graníticas formando la Cordillera del mismo nombre; el Levantamiento Napo y la Cuenca Terciaria Oriental ubicada más al Este, fuera de la Hoja.

HISTORIA GEOLÓGICA

Rocas metamórficas del Pre-Cámbrico constituyen, al parecer, el basamento de la zona subandina en el Levantamiento Napo (Baldock, 1982).

Los sedimentos de la Formación Pumbuiza (Paleozoico Inferior), fueron depositados en la margen occidental del Cratón Guayanés, restos no metamorfizados pueden aparecer por debajo de gran parte de la cobertura del Mesozoico, quizá a lo largo del flanco de la zona subandina en el Oriente.

Los sedimentos equivalentes de agua profunda se depositaron más al Oeste y fueron subsecuentemente deformados alrededor del borde del Cratón Guyano-Brasilero estable, cuyas rocas metamórficas resultantes (Grupo Llanganates), forman el núcleo y la masa de la Cordillera Real, éstas han sido afectadas por metamorfismos subsecuentes y empujados hacia el Este, parcialmente sobre rocas no deformadas del Paleozoico y del Mesozoico (Baldock, 1982).

La sedimentación del Jurásico Superior en esta cuenca fue primordialmente de facies sedimentarias rojizas continentales de la Formación Chapiza, la cual estuvo acompañada y continuada por una dispersión de actividad ígnea que avanzó hasta el Cretácico dando origen al batolito granítico de Abitagua-Guacamayos y a la Formación Volcánica Misahuallí (Baldock, 1982).

La cuenca miogeosinclinal del Oriente, recibió una secuencia no volcánica, clástica y carbonática correspondientes a las Formaciones Hollín, Napo y Tena. Durante el Cretácico Superior y el Terciario Inferior, gran parte de la Proto-Cordillera Real emergió y sufrió erosión, aportando el material clástico que dio origen a las Formaciones Tena y Tiyuyacu, aflorantes al sur, fuera de la Hoja (Baldock, 1982).

El diastrofismo del Eoceno Superior-Oligoceno Inferior correspondiente a la Orogenia Andina, fase Quechua afectó principalmente a la Sierra, el metamorfismo fue localmente importante. El plegamiento y fracturamiento de la secuencia del Cretácico-Terciario Inferior ocurrió durante el emplazamiento tectónico del arco volcánico en la Cordillera.

Gran parte del levantamiento de los Andes sucedió en el Neógeno Superior, en el Cinturón Subandino plegado y fallado del trasarco, la deformación tardía causó el plegamiento de los sedimentos del Mioceno y formó el levantamiento Napo (Baldock, 1982). El levantamiento causó la erosión en la Sierra, acompañada de un continuo volcanismo, permitió la acumulación de depósitos de pie de monte y terrazas sobre las regiones subandina y occidental del Oriente, correspondiente a la Formación Mera (Baldock, 1982), volcánicos del Sumaco, Pan de Azúcar y Antisana.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Oro: Se encuentra presente en placeres aluviales y terrazas de los ríos Cosanga y Quijos, según versión de los pobladores, fue explotado desde tiempos precolombinos.

Sulfuros Metálicos: Se halla como pirita en las areniscas cuarzosas y lutitas pardas de la Formación Hollín.

Elementos Radioactivos: Anomalías geoquímicas y centilométricas de uranio han sido detectadas en las rocas fosfóricas del miembro superior de la Formación Napo, por investigaciones realizadas por la Escuela Politécnica Nacional y por la Dirección General de Geología y Minas (actual INEMIN).

Areniscas Cuarzosas: Afloramientos de este material se localizan en el curso del río Hollín, correspondientes a las rocas de la Formación Hollín.

Mármol: Importantes afloramientos están presentes junto al río Bermejo y en la carretera Cosanga-Baeza pertenecientes a la Formación Napo metamorfizada (Grupo Margajitas).

Arcillas: Buenos afloramientos fueron encontrados en los depósitos volcano-sedimentarios de la cuenca del río Cosanga y sobre el batolito de Guacamayos.

Materiales de construcción: Grandes volúmenes de arenas, gravas y bloques se encuentran en los aluviales y terrazas de los ríos Cosanga, Papallacta, Quijos, Borja y Cauchillo, los cuales son utilizados para el afirmado de carreteras y otras edificaciones.

REFERENCIAS

BALDOCK, J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1.000000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito, p. 1-70.

CAMPBELL C. J. (1970) Guide to the Puerto Napo Area, Eastern Ecuador. Ecuad. Geol. And Geoph. Soc. Quito-Ecuador, p. 1-40.

CARRIÓN J. & VILLALBA F. (1981) Investigaciones Uraníferas en el Ecuador, Monografía de Geología 2, Vol. 6, N° 4, Escuela Politécnica Nacional, Quito.

CEPE (1978) Informe de Reconocimiento Geológico de la Cordillera Napo-Galeras, Quito-Ecuador.

CEPE (1983) Informe Geológico a semidetalle del área norte del campo Pungarayacu, Quito-Ecuador.

COLONY R.J. & SINCLAIR J.H. (1928) The lavas of the volcano Sumaco, Eastern Ecuador, South America. Amer. Jour. Sci. XVI, pp. 299-312.

CORRIGAN H. J. (1967) The Geology of the upper Magdalena Basin, Col. Soc. Petr. Geol. and Geoph. Bogotá. Colombia, p. 221-251

FAUCHER B. & SAVOYAT E. (1975) Esquema Geológico de los Andes Ecuatorianos. Feder. de Estud. de Geol. Min. y Petr. del Ecuador, pp. 1-30

HALL M. L. & CALLE J. (1981) Control geocronológico de los principales evento tectónico-magmáticos del Ecuador, Monografía de Geología 2, Vol. 6, N° 4, Revista de Información Técnica Científica, Escuela Politécnica Nacional, Quito.

HOFFSTETTER R. & BRISTOW C. R. (1977) Léxico Estratigráfico Internacional América Latina, Fascículo 5, Ecuador. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, pp.410

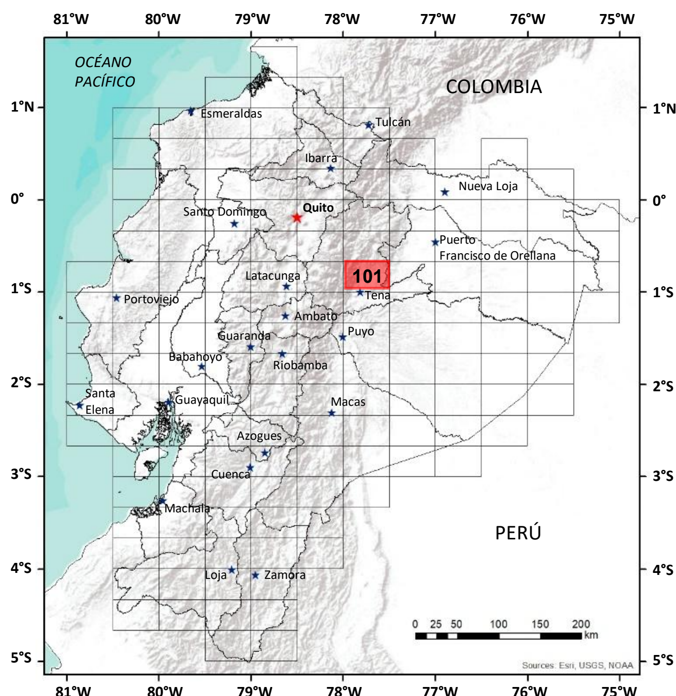
INECEL (1976) Proyecto Hidroeléctrico Coca, Geología Regional y Sismología, Quito-Ecuador, p. 77.

LEWIS G.E., TSCHOPP H.J. & MARS J.G. (1956) Ecuador Handbook of South American Geology. Mem. Geol. Soc. Amer. 65, p. 250-291

SAMPEDRO C. (1960) Atlas Geográfico del Ecuador, Edición San. Quito-Ecuador

TSCHOPP H. J. (1945) Bosquejos de la Geología del Oriente Ecuatoriano, Bol. I.S.A.P., Vol 1 N° 5, p. 486-484.

VERA R. (1980) La fosforita Uranífera, Río Chingual, Provincia del Napo. Monografía de Geología 1, Vol. 5, N° 5 y N° 2, Rev. Inf. Téc. Cienc. Esc. Polit. Nac. Quito-Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-101
TENA (1987)

INTRODUCCIÓN

El área que comprende la Hoja está localizada sobre las estribaciones orientales de la Cordillera Real y sobre la Cordillera Napo-Galeras, en la Provincia de Napo a una distancia aproximada de 120km al Sureste de Quito.

Tena es el principal centro poblado, siguiente en importancia: Archidona, Cotundo, Muyuna, Porotoyacu y otros caseríos pequeños de menor importancia.

El clima de la zona es variable en relación a su altura, la pluviosidad es casi permanente: lo que mantiene la humedad del suelo, siendo el principal factor de la fertilidad que permite a los pobladores dedicarse a la agricultura y ganadería; a más del comercio, construcción, artesanía, pesca, transporte y minería.

GEOLOGÍA

Geológicamente el área es compleja, están presentes quince unidades litológicas: rocas metamórficas de la Cordillera Real, de edad Paleozoica, con una orientación general NNE-SSO, y que constituyen el basamento general; rocas intrusivas de edad jurásica; rocas sedimentarias de edad cretácica; rocas mesozoicas metamórficas; rocas sedimentarias de edades terciarias y rocas volcánicas recientes, aflorando indistintamente en diferentes sectores del área.

Rocas metamórficas de la Cordillera Real-Grupo Llanganates (P_{ZL}) (Paleozoico): Tschopp (1956). La primera descripción fue realizada por Wolf T., en 1892, como gneises y esquistos cristalinos, que constituyen el basamento de la Cordillera Real. Afloran en una pequeña área inaccesible de forma triangular y fueron identificados fotogeológicamente. Se considera la prolongación Sur de las rocas que afloran en el corte de la carretera Cuyuja hasta Baeza, y que consisten de esquistos cuarzo sericíticos, esquistos grafíticos de color gris obscuro, esquistos cuarzo anfibolíticos de color verde obscuro, ortogneises de color gris moteado, esquistos cuarzo biotíticos de color verde claro, esquistos cuarzo feldespáticos de color gris claro.

Pertenecen a un metamorfismo de presión intermedia (facies serie de Barrow), facies de esquistos verdes; el grado de metamorfismo disminuye de Oeste a Este; las rocas sufrieron tres fases de deformación, coincidiendo con las conclusiones presentadas por R. Trouw (1976) en el corte geológico Papallacta-Baeza.

Estructuralmente presentan dos rangos de foliaciones con rumbos de 18° a 39° y buzamientos de 18° E; rumbos de 270° a 311° y buzamientos de 49° SE y 15° S.

Formación Misahuallí (JKM) (Jurásico Superior-Cretácico Inferior): La primera descripción fue realizada por los geólogos: Wasson T. y Sinclair J. H. en 1927, como basaltos y tobas del miembro superior de la Formación Chapiza.

Goldschmid K. (1941) dio al conjunto el nombre de Formación Misahuallí.

Los afloramientos típicos se encuentran a lo largo del curso bajo y alto del río Misahuallí, es decir 13km, al este y 20km, al Noroeste de la ciudad de Tena, respectivamente.

Está constituida por: traquitas felsófiras, ignimbritas, tobas deleníticas, dacitas, granodioritas, brechas volcánicas, andesitas basálticas, perlitas, brechas dacíticas y arcosas.

Los análisis petrográficos (D.G.G.M.) indican: las dacitas son de color rosado, grano grueso a medio, textura porfirítica, compuesta de plagioclasas An (20-30), vidrio volcánico, cuarzo y carbonatos. Las perlitas (Río Calmituyacu) son de color rosado, grano medio a grueso, textura vítrea-porfirítica, compuesta de vidrio volcánico, carbonatos y cuarzo. Las arcosas (río Cotapino), son de color café violáceo, grano medio a grueso con fragmentos líticos de color café obscuro, textura clástica, compuesta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y opacos con cemento de regeneración y contacto.

Estas rocas se hallan en forma de mantos de lavas y capas sedimentarias de areniscas arcosas de 2 metros de espesor intercaladas entre sí (como es el caso en el río Cotapino). Infrayacen a las areniscas de la Formación Hollín, formando una discordancia litológica y erosional.

Formación Hollín (KH) (Cretácico Inferior): Los primeros geólogos que describieron estas rocas fueron Wasson T. y Sinclair J. H. (1927), como areniscas Hollín a los afloramientos del río Hollín; Tschopp H. J. (1945) describió como Formación Hollín a los afloramientos del río Misahuallí a 15km al Este de la ciudad de Tena.

La Formación consiste de una capa basal de areniscas conglomeráticas de un metro de espesor, con clastos de 2cm de diámetro, de color pardo, al parecer proviene de la Formación Misahuallí.

Areniscas cuarzosas de color blanco amarillento, grano grueso a fino, textura sacaroide, a veces masivas o con estratificación cruzada, mostrando huellas de oleaje, en bancos de 4 a 6 m de espesor; capas de lutitas de color pardo, de 3m de espesor, bien laminadas, fractura astillosa, micáceas y carbonosas, ocasionalmente contienen pirita diseminada; otras capas de lutitas de color gris obscuro, de 2m de espesor contienen abundante materia orgánica o lignito y nódulos de ámbar, éstas son bien laminadas y de fractura astillosa, intercalándose en la sección media y superior de la Formación.

En varios afloramientos las areniscas se encuentran saturadas de asfalto desde la base hasta el tope, por niveles, a causa de fallamiento en bloques, observable en el tramo de la carretera desde Jondachi hasta el río Hollín, constituyéndose en una roca almacenadora de hidrocarburos.

Sobreyacen a las rocas volcánicas de la Formación Misahuallí en contacto discordante y erosional; infrayacen a las rocas sedimentarias de la Formación Napo, en forma transicional.

El espesor de la Formación es variable: de 85 a 104m (Perforaciones CEPE, Proyecto Pungarayacu), carece de fósiles guía, pero contiene restos de plantas en las areniscas y lutitas.

Análisis palinológicos hechos por la Compañía A.E.O y el I.F.P la han datado como Aptiano-Albiano (Cretácico Inferior) (Hoffstetter, 1977).

Es correlacionable con rocas idénticas localizadas en la Cordillera de Cutucú, y en Colombia con las rocas semejantes de la Formación Caballos.

Su origen es continental y en parte marino, depositadas en la línea de costa de un mar transgresivo.

Formación Napo (KN) (Cretácico: Albiano Inferior a Senoniano): Tschopp (1945) define como Formación Napo a los afloramientos localizados en el curso alto del río Napo, sector de Puerto Napo, del cual deriva su nombre.

Se encuentra ampliamente distribuida sobre el levantamiento Napo, cubre aproximadamente el 40% del área estudiada.

Tschopp (1953) basándose en la litología constante de calizas en la parte intermedia la dividió en tres miembros, algunas compañías petroleras han realizado subdivisiones más detalladas en los registros de pozos.

Napo inferior: Consiste en una arenisca basal con una alternancia de areniscas glauconíticas de color verde y lutitas arenosas de color gris verde a gris obscuro y una cantidad menor de calizas de textura clástica.

Napo medio: Constituida por capas de caliza masiva de color gris claro, textura bioclástica, con fósiles acumulados en capas de lumaquelas, intercaladas con capas de lutitas negras, areniscas calcáreas y lentes de chert negro de 15cm de espesor.

Napo superior: Contiene capas de lutitas duras de color negro y gris verdoso interestratificadas con calizas de color gris obscuro, parcialmente fosilíferas y areniscas cuarzosas.

Estas rocas son productoras de petróleo. Estructuralmente están falladas, diaclasadas, basculadas, erosionadas y alteradas. Descansan en concordancia y en contacto gradacional sobre las areniscas de la Formación Hollín; cubiertas parcialmente por las areniscas y arcillolitas rojas de la Formación Tena, con una discordancia erosional.

El espesor disminuye de Sur a Norte, desde aproximadamente 240m, a 60m (CEPE, Proyecto Pungarayacu).

Los fósiles determinados según Wasson y Sinclair (1927), comprenden 36 géneros de moluscos con 56 especies que se reparten entre: Napo Inferior (Albiense-Cenomaniense), Napo Medio (Turoniense), Napo Superior (Senoniano).

En Colombia se correlacionan con las rocas de las formaciones Villeta y Guadalupe, localizadas en la cuenca alta y media del río Magdalena (Corrigan, 1967).

La litología, la abundancia de fósiles y materia orgánica, sugieren que se originaron en un ambiente de sedimentación de facies marinas calcáreas de aguas someras en un mar transgresivo.

Formación Tena (KPcT) (Maastrichtiense-Paleoceno): Afloramientos típicos se encuentran en el tramo de la carretera entre Tena y Archidona, también en el sector de Cotundo.

Consiste de areniscas calcáreas conglomeráticas de color gris verdoso, con estratificación cruzada, en capas de 2 a 3m de espesor, en posición horizontal y subhorizontal en la base. Areniscas de grano medio a fino, en capas de 1 a 2m de espesor, intercaladas con limolitas y arcillolitas rojas en capas de 0.5 a 1m de espesor, en posición subhorizontal.

Infrayace a la Formación Tiyuyacu en discordancia litológica. Estas rocas se encuentran falladas, diaclasadas y alteradas.

Los pocos fósiles son principalmente foraminíferos, ostrácodos y carofitas, con varios dientes de peces y moluscos; Tschopp (1953) cree que la edad va desde el Cretácico Superior hasta Paleoceno (Hoffstetter, 1977).

El espesor en el sector de Tena es mayor a 50m (CEPE, 1983).

Esta Formación es correlacionable con la Formación Guaduas, en la cuenca media y alto del río Magdalena, Colombia (Corrigan, 1967).

El conjunto de fauna y flora indica una sedimentación de agua dulce a salobre, con pequeñas incursiones marinas (Hoffstetter, 1977).

Rocas mesozoicas metamorfizadas-Grupo Margajitas (PM_{ZM}) (Jurásico Superior-Paleoceno): Tschopp H. J. en 1945, describe como pizarras arcillosas y areniscas semi-metamórficas de Margajitas, a los afloramientos del río Margajitas del cual toma su nombre y que está localizado a 6km, al Oeste del río Topo.

La litología está representada por la secuencia de rocas mesozoicas metamorfizadas (Formaciones Misahuallí, Hollín, Napo y Tena), las cuales aparecen en su orden de Oeste a Este. Las rocas de este grupo afloran a lo largo de la Quebrada Parada Larga al Norte de Baeza, constituidas por metavolcanitas de color gris verdoso, porfiroblásticas, grano medio a grueso, textura lepidoblástica, algo foliadas y con micropliegues; lutitas de color gris verdoso, microplegadas y foliadas; cuarcitas de color gris claro y verde claro de grano medio, con sulfuros y pizarras grafitosas; mármoles de color gris claro a gris obscuro; pizarras pelíticas grafitosas; meta-areniscas de color gris con vetillas de calcita, éstas contienen varios tipos de fósiles bivalvos y caracoles. Hacia el Este afloran filitas de color rosado, café y gris verdoso, foliadas y microplegadas con vetillas de calcita, aparecen con clivaje tectónico en dos direcciones y en ocasiones se observa que están milonitizadas.

Estas rocas tuvieron como protolitos a las de las Formaciones Misahuallí, Hollín, Napo y Tena, respectivamente, las cuales sufrieron dos metamorfismos cinéticos-mecánicos en un período post-cretácico en la orogenia Laramídica. Este grupo se encuentra en contacto fallado con las rocas metamórficas de la Cordillera Real y con el Granito de Abitagua-Guacamayos.

Formación Tiyuyacu (PcET) (Paleoceno superior-Eoceno): Esta Formación fue nominada por P. Hess (1939) y H. J. Tschopp (1948), con base en los afloramientos localizados a 8km al Este y Sureste de Puerto Napo, sobre el río Tiyuyacu del cual toma su nombre.

La litología está representada en la base por una serie de conglomerados con clastos de hasta 10cm de diámetro, de cuarzo y chert, redondeados y subangulares, de bien a mal clasificados en una matriz areno-limosa, de colores pardo rojizo y café amarillento, en bancos de 4 a 6m de espesor; hacia arriba la granulometría disminuye a areniscas conglomeráticas, areniscas gruesas y finas, abigarradas; limonitas y arcillolitas multicolores con predominio café rojizo, en capas de 0.5 a 2m de espesor, intercaladas entre sí y en posición subhorizontal. Las rocas están en parte falladas, basculadas, alteradas y erosionadas.

El contacto inferior con la Formación Tena es una discordancia litológica, el contacto superior con la Formación Chalcana es gradual (Hoffstetter, 1977); el contacto con el granito es fallado.

La potencia estimada en el área es de 200m. Es correlacionable con rocas idénticas encontradas en el sector Sur de Puerto Napo y Pano, se la considera equivalente a la Formación Cuzutca y a la parte inferior de la Formación Pastaza, según Hoffstetter (1977). Ciertos foraminíferos y polen encontrados la ubican a la Formación en el Paleoceno superior-Eoceno.

En Colombia se correlacionan con las rocas semejantes de la Formación Gualanday, de igual edad, en la cuenca media y alta del río Magdalena (Corrigan, 1967). El ambiente de sedimentación corresponde a fluvio-lacustre de agua dulce y salobre en parte, es decir molásico continental.

Formación Chalcana (OMCh) (Oligoceno-Mioceno Inferior): Aflora en el flanco Este del levantamiento Napo, sobre el sector del río Pusuno y Huambuno, afluentes del río Napo.

Las rocas de esta Formación están constituidas por areniscas abigarradas de grano medio a fino, en capas métricas, limolitas, arcillolitas y arcillas limosas de colores rojo, café rojizo, gris y verde amarillento, en parte yesosas y micáceas, con esporádicas capas bentoníticas.

Estas capas de rocas se encuentran en posición horizontal y subhorizontal y se presentan poco falladas, meteorizadas y erosionadas.

Descansan concordantemente y en transición gradual sobre la Formación Tiyuyacu. Se hallan en contacto transicional con la Formación Arajuno.

La potencia estimada en el área es de 800m.

Estudios micropaleontológicos realizados por Tschopp en 1956, ubican a estos depósitos en el Oligoceno al Mioceno inferior.

Las rocas son correlacionables con otras de la misma edad, localizadas en las orillas del río Napo y al sur de Puerto Napo; son equivalentes en Colombia con la Formación Gualanday Superior, ubicada en la cuenca media y alta del río Magdalena (Corrigan, 1967).

El origen de esta Formación es continental, depositada en agua dulce con ciertas incursiones de agua salobre, por la presencia de sedimentos rojos y yeso.

Formación Arajuno (MA) (Mioceno): Los afloramientos típicos del área se encuentran en los cursos medio y bajo de los ríos Huambuno, Bueno, Tucuno, Cotapino, Arapino y Tioyacu localizados en el flanco Este de la Cordillera Galeras.

Tschopp H. J. (1945) hace la primera descripción en "Bosquejos de la Geología del Oriente Ecuatoriano" y en 1953 la divide en tres miembros:

Arajuno inferior: Arenisca con lentes de conglomerados, intercalaciones de arcilla bentonítica y una apreciable cantidad de hornblenda en los minerales pesados.

Arajuno medio: Arcillas coloradas, yesosas en la base, tobáceas hacia arriba.

Arajuno superior: Arenas predominantes de color verde claro y amarillo; conglomerados rojos y café rojizos, con clastos de hasta 3cm de diámetro, en estratos inclinados con buzamientos menores a 15°E de 30 a 80cm de espesor, presenta estratificación cruzada y se encuentran meteorizadas.

Yacen concordantemente sobre la Formación Chalcana, en contacto gradacional.

La potencia es variable, estimada en 300m, su edad está considerada como Mioceno Superior por su posición estratigráfica según Bristow R. (1973).

Es correlacionable con las Formaciones Curaray y Pastaza Superior.

En Colombia se la correlaciona con rocas similares de la Formación Honda, localizada en la cuenca alta y media del río Magdalena (Corrigan, 1967).

El origen y el ambiente de depositación es fluvio-deltaico para el miembro inferior; lagunar y árido para el miembro medio; lagunar con clima tropical húmedo y vegetación exuberante para el miembro superior.

Volcánicos del Sumaco (PSu) (Plio-Cuaternario): Afloramientos típicos están localizados en el lecho del curso superior de los ríos Hollín Grande y Hollín Chico, donde aparecen grandes flujos de lava de color negro, con estructura columnar.

Las rocas consisten en: andesitas de textura porfirítica, hialopilítica y pilotaxítica, de color gris obscuro, con fenocristales de olivino, augita, plagioclasa (An 40), magnetita, inmersos en una matriz abundante en vidrio, opacos y microcristales de plagioclasa. Tefritas de color gris obscuro de textura porfirítica hipocristalina, pilotaxítica y traquítica, vesiculares, con fenocristales de augita, haüyna, leucita, nefelina, melilita, pigeonita, perovsquita, y plagioclasa (An 60), inmersos en una matriz compuesta de vidrio volcánico, opacos y microcristales de plagioclasa (E. Salazar, 1983).

Los flujos de lava localmente recubren a las rocas de la Formación Misahuallí, que en este sector constituyen el basamento, en otras áreas recubren a la Formación Hollín y Napo, formando discordancias litológicas y angulares

El espesor de estos flujos sobrepasa los 30m, la edad se puede asegurar que es Plio-cuaternaria por su posición estratigráfica y su poca alteración.

Depósitos volcano-sedimentarios de Cosanga (HCo) (Holoceno): Los depósitos volcano-sedimentarios fueron mencionados por geólogos de CEPE en el Informe Geológico de la Cordillera Napo Galeras (1978), constituidos por rodados fluviales de distinta composición, limos, arcillas, bloques de rocas volcánicas y metamórficas.

Estos depósitos afloran localmente en el sector Noroeste de la Hoja, como una prolongación sur de la cuenca del río Cosanga.

Las rocas que conforman estos depósitos son principalmente volcánicas con algún aporte de rocas metamórficas. Estos consisten en bancos de conglomerados y aglomerados de bloques subredondeados y angulares, de hasta 1m, de diámetro y de 10m de espesor, luego bancos de areniscas tobáceas de color pardusco, de hasta 5m de espesor, intercalados con arcillas y limos de variados colores, en capas de 0.20 a 1m de espesor, en posición horizontal. La potencia estimada es de 50m.

La edad de estos depósitos se estima como holocénica por su posición estratigráfica y su disposición horizontal.

El ambiente de sedimentación es continental, flujo-lacustre de agua dulce, tipo molásico.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES (Holoceno)

Terrazas (t): Los depósitos de terrazas están distribuidos en amplias zonas aledañas a los ríos: Misahuallí, Tena, Hollín, Jondachi, Huambuno y Bueno, constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas polimícticos, acarreados y depositados en forma lenticular. Su espesor es variable, ocasionalmente alcanzan unos 50m y generalmente cubren parcialmente a formaciones más antiguas en forma escalonada de hasta tres niveles.

Lahares (lh): Se hallan sobre las riberas de los ríos Tena, Misahuallí, junto a la ciudad de Tena, como a lo largo de los ríos Hollín, Lushian y otros. Consisten de una masa caótica de cantos de rocas volcánicas en su mayor parte, intrusivas y sedimentarias en menor cantidad, de hasta 2.5m de diámetro de forma angular y subangular mezclados en una matriz de ceniza y arena volcánica de color gris pardisco algo compacta.

Estos flujos de lodo fueron depositados en los paleorelieves de los flancos y de las llanuras aledañas, luego sufrieron erosión y meteorización parcial, quedando remanentes en las riberas de los ríos y sobre las terrazas antiguas o recubriendo parcialmente Formaciones más antiguas.

La edad es Holocénica de acuerdo a la posición estratigráfica. Su espesor es variable, en algunos sitios alcanzan los 30m.

Aluviales: Se hallan principalmente en los cauces y orillas de los ríos del área: Tena, Misahuallí, Jondachi, Hollín, Calmituyacu, Bueno, Huambuna y otros.

Están constituidos por materiales poligenéticos, generalmente mal clasificados, acarreados por eventuales crecidas torrenciales y movimientos permanentes de agua, su espesor es variable, alcanza unos 30 metros.

ROCAS INTRUSIVAS

Intrusivo granítico Abitagua-Guacamayos (G) (Jurásico): Los primeros geólogos en describir este cuerpo fueron Colony R. J. y Sinclair J. H. en 1932, como granito rojizo, en la confluencia del río Pastaza y como granito de biotita en el río Urcusiquiyacu al Norte del río Jondachi.

Afloramientos típicos del área están localizados en el corte de la carretera desde Asnayacu hasta Cosanga, correspondiente a la Cordillera de Guacamayos.

Este intrusivo se encuentra ampliamente distribuido en el área y se extiende fuera de los límites de la Hoja, formando una franja de dirección NE-SW de unos 10km de ancho, 40km de largo.

Varios estudios petrográficos de rocas en este sector han determinado que es un granito leucocrático (Hall y Calle, 1981), de textura granítica, con minerales de cuarzo, plagioclasa (An 10-20), ortoclasa, microlina, hornblenda, biotita, como principales; clorita, carbonatos y opacos como secundarios. Existen variaciones composicionales y texturales dentro del intrusivo. No se han detectado aureolas de metamorfismo termal de contacto en las rocas vecinas.

La fase magmática y la intrusión inicial es sinorogénica y posterior al plegamiento de la Cordillera Real, asociada a una edad Pre-Tiyuyacu (Eoceno). Al parecer el intrusivo fue parte de la fuente de acarreo de los cantos rodados del miembro inferior de la Formación Tiyuyacu (CEPE, 1978).

El levantamiento tectónico de este intrusivo pertenece al período post-andínico, puesto que rompe rocas de la Formación Chambira de edad Miocénica, la cual aflora en el sector del caserío La Serena al Sur del río Jatunyacu (Hoja Puerto Napo). Estructuralmente este cuerpo se encuentra fallado, diaclasado y cortado por diques; los contactos con las rocas encajantes constituyen fallas de cabalgamiento.

La edad ha sido determinada en 175 ± 5 Ma (Rb/Sr W.R.) (M. Halpern, 1978) y 178 ± 7 Ma (K/Ar biotita) (Herbert, 1977), las cuales determinan una edad correspondiente al Jurásico Medio (Hall y Calle, 1981).

TECTÓNICA

El área ha sido afectada intensamente por el tectonismo, lo cual permite dividirla en cinco unidades geotectónicas que son descritas de Oeste a Este:

1) La vertiente Este de la Cordillera Real: Está constituida por las rocas metamórficas intensamente falladas en todas las direcciones; una falla sobresaliente que delimita estas rocas de las metasedimentarias del Grupo Margajitas tiene rumbo NE-SW.

2) El graben tectónico localizado inmediatamente al Sureste de las rocas metamórficas, está formada por las rocas metasedimentarias del grupo Margajitas (correspondientes a las Formaciones Misahuallí, Hollín, Napo y Tena, metamorfizadas dinámicamente).

Este graben está limitado al Noroeste con las rocas metamórficas por la falla regional de rumbo NE-SW y al Este con las rocas graníticas del intrusivo de Abitagua-Guacamayos, por una falla de rumbo NE-SW.

3) El Horst de Abitagua-Guacamayos: Está constituido por rocas intrusivas graníticas y por rocas volcánicas de la Formación Misahuallí, formando la Cordillera Abitagua-Guacamayos, la cual está afectada por varias fallas transversales y paralelas a su rumbo general (NE-SW).

4) El levantamiento Napo: Geológicamente es un horst alargado con dirección Norte-Sur, que se profundiza hacia el Sur y NW, donde aparecen zonas deprimidas; constituye la Cordillera más joven del Ecuador, denominada "Napo-Galeras", la cual está conformada por rocas volcánicas Jurásicas de la Formación Misahuallí, por rocas sedimentarias cretácicas de las Formaciones Hollín, Napo y Tena; por rocas sedimentarias Terciarias de las Formaciones Tiyuyacu y Chalcana, por rocas sedimentarias Cuaternarias de la Formación Mera; por rocas volcánicas-cuaternarias del Volcán Sumaco. Está afectado por un sinnúmero de fallas de diferentes direcciones y longitudes.

5) La cuenca Terciaria Oriental: Se halla limitada al Noroeste por las rocas del levantamiento Napo con una falla regional de rumbo NNE-SSW y al Sur-Este se prolonga hasta la falla regional de Tiputini.

Está constituida por las rocas sedimentarias terciarias de las Formaciones Tiyuyacu, Chalcana, Arajuno y por las rocas sedimentarias cuaternarias de la Formación Mera, depósitos de terraza y aluviales.

Esta unidad tiene varias fallas transversales y paralelas al eje de la cuenca, las cuales han producido el cabalgamiento de la Cordillera Napo-Galeras sobre la cuenca Terciaria.

HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas metamórficas del Precámbrico al parecer subyacen a la zona subandina en el levantamiento Napo (Baldock, 1982).

Los sedimentos del Paleozoico Inferior (Fm. Pumbuiza), fueron depositados en el Oriente en la margen occidental del Cratón Guayanés; restos no metamorfizados pueden aparecer por debajo de gran parte de la cobertura Mesozoica, quizá a lo largo del flanco de la zona subandina en el Oriente.

Los sedimentos equivalentes de agua profunda se depositaron más al Oeste y fueron deformados alrededor del borde del Cratón Guayanés-Brasilero estable, cuyas rocas metamórficas resultantes (Grupo Llanganates), forman el núcleo y la masa de la Cordillera Real, éstas han sido afectadas por metamorfismo posterior y empujadas hacia el Este, parcialmente sobre rocas no deformadas del Paleozoico y del Mesozoico (Baldock, 1982).

La sedimentación del Jurásico Superior en esta cuenca, fue primordialmente de facies sedimentarias rojizas continentales de la Fm. Chapiza, la cual estuvo acompañada y continuada por una dispersión de actividad ígnea que avanzó hasta el Cretácico, lo que dio origen al batolito granítico de Abitagua-Guacamayos y a la Formación Volcánica Misahuallí (Baldock, 1982).

La cuenca Miogeosinclinal del Oriente recibió una secuencia no volcánica, clástica y carbonática correspondientes a las Formaciones Hollín, Napo y Tena.

El plegamiento y fracturamiento ocurrió durante el emplazamiento tectónico del Arco Volcánico en la Cordillera; los plegamientos y cabalgamientos probablemente empezaron a lo largo de la zona fallada subandina.

Gran parte del levantamiento de los Andes sucedió en el Neógeno Superior, en el cinturón andino plegado y fallado del trasarco; la deformación tardía causó el plegamiento de los sedimentos del mioceno y forma el levantamiento Napo (Baldock, 1982).

El levantamiento causó la erosión en la Cordillera, acompañado de un continuo volcanismo que permitió la acumulación de potentes depósitos de pie de monte y terrazas sobre las regiones subandinas y occidental del Oriente, correspondiente a la Formación Mera (Baldock, 1982) y Volcánicos del Sumaco.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Importantes indicios y depósitos de minerales metálicos y no metálicos fueron encontrados en el área:

Oro: está presente en placeres aluviales en las terrazas de los ríos Pano, Tena; así como en las Formaciones Tiyuyacu, Arajuno y Mera, es explotado en forma rudimentaria por los nativos y colonos desde tiempos precolombinos.

Sulfuros Metálicos: Como pirita se encuentran en las areniscas cuarzosas y lutitas pardas de la Formación Hollín.

Asfalto: Indicios se localizaron en las rocas de Formaciones Hollín y Napo.

Areniscas cuarzosas: Importantes afloramientos fueron encontrados en el curso de los ríos Misahuallí, Hollín y Jondachi, corresponden a las rocas de la Formación Hollín, actualmente son explotadas en pequeña escala.

Lignito: Pequeños mantos que varían entre 0.40 y 1m de espesor fueron localizados en la sección media de la Formación Hollín (ríos Misahuallí y Jondachi).

Materiales de construcción: Grandes volúmenes de arenas, gravas y bloques se encuentran en las Formaciones Tiyuyacu, Arajuno, Mera, Depósitos de Terrazas y Depósitos Aluviales de los ríos Pano, Tena, Misahuallí, Jondachi, Hollín y otros. Igualmente, las rocas intrusivas y volcánicas de la Cordillera Abitagua-Guacamayos son excelentes materiales de construcción, actualmente en uso.

REFERENCIAS

BALDOCK, J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1.000.000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito, p. 1-70.

CAMPBELL C. J. (1970) Guide to the Puerto Napo Area, Eastern Ecuador. Ecuad. Geol. And Geoph. Soc. Quito-Ecuador, p. 1-40.

CARRIÓN J. y VILLALBA F. (1981) Investigaciones Uraníferas en el Ecuador, Monografía de Geología 2, Vol. 6, N° 4, Escuela Politécnica Nacional, Quito.

CEPE (1978) Informe de Reconocimiento Geológico de la Cordillera Napo-Galeras, Quito-Ecuador.

CEPE (1983) Informe Geológico a semidetalle del área norte del campo Pungarayacu, Quito-Ecuador.

COLONY R. J. & SINCLAIR J. H. (1928) The lavas of the volcano Sumaco, Eastern Ecuador, South America. Amer. Jour. Sci. XVI, pp. 299-312.

COLONY R.J. & SINCLAIR J. H. (1932) Metamorphic and Igneous Rocks of Eastern Ecuador, Ann. New York-Acadm. Sci. Vol. XXXIV, pp. 1-54

CORRIGAN H. J. (1967) The Geology of the upper Magdalena Basin, Col. Soc. Petr. Geol. and Geoph. Bogotá. Colombia, p. 221-251

FAUCHER B. & SAVOYAT E. (1975) Esquema Geológico de los Andes Ecuatorianos. Feder. de Estud. de Geol. Min. y Petr. del Ecuador, pp. 1-30

HALL M. L. & CALLE J. (1981) Control geocronológico de los principales evento tectónico-magmáticos del Ecuador, Monografía de Geología 2, Vol. 6, N° 4, Revista de Información Técnica Científica, Escuela Politécnica Nacional, Quito.

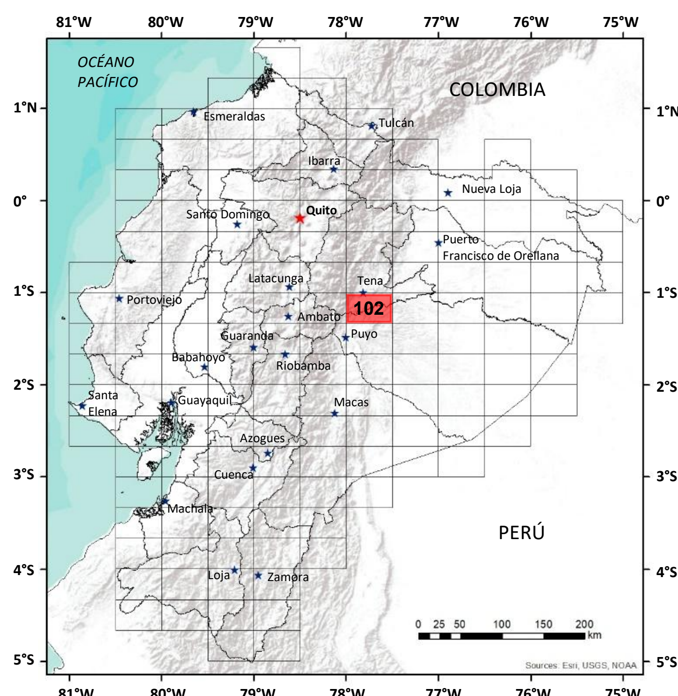
HOFFSTETTER R. & BRISTOW C. R. (1977) Léxico Estratigráfico Internacional América Latina, Fascículo 5, Ecuador. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, p.410

LEWIS G. E., TSCHOPP H. J. & MARS J. G. (1956) Ecuador Handbook of South American Geology. Mem. Geol. Soc. Amer. 65, p. 250-291

SAMPEDRO C. (1960) Atlas Geográfico del Ecuador, Edición San. Quito-Ecuador

TSCHOPP H. J. (1945) Bosquejos de la Geología del Oriente Ecuatoriano, Bol. I.S.A.P., Vol. 1 N° 5, p. 486-484.

VERA R. (1980) La fosforita Uranífera, Río Chingual, Provincia del Napo. Monografía de Geología 1, Vol. 5, N° 6 y N° 2. Revista. Inf. Técn. Cienc. Escuela Politécnica Nacional. Quito-Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-102
PUERTO NAPO (1986)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Geológica de Puerto Napo (escala 1:100000), abarca parte de las estribaciones orientales de la Cordillera Real y de la Cordillera Napo Galeras. Se puede llegar a la zona de estudio por la vía Quito-Baeza-Tena y por la vía Quito-Ambato-Puyo-Tena; también por vía aérea. Pocos caminos vecinales y de herradura cruzan el área. El río Napo es navegable en toda su longitud y los ríos Jatunyacu, Anzu, Misahuallí, Pusuno, Arajuno y Curaray en cortos tramos.

El relieve es variable, montañoso al Oeste con alturas de 2000 metros y llanuras al Este con alturas de 350 metros.

El río principal es el Napo, que drena la mayor parte del área, corre de Oeste a Este y desemboca en el Amazonas. Los afluentes del Napo son el Jatunyacu, Anzu, Misahuallí, Pusuno, Arajuno; corren de Norte a Sur o de Sur a Norte.

El clima es variable de acuerdo a las altitudes, tropical-húmedo en la llanura, templado-húmedo en la montaña.

Las precipitaciones son abundantes durante todo el año, veranillos de dos semanas constituyen las épocas secas.

La vegetación y la fauna es variada y abundante en toda el área.

GEOMORFOLOGÍA

El área se divide en cuatro zonas geomorfológicas:

1) Zona de montaña: Conformada por crestas agudas de rocas intrusivas, entre los 1500 y 2000 m.s.n.m.

2) Zonas de colinas altas y medias: Conformada por crestas agudas y redondeadas, constituidas por rocas intrusivas y sedimentarias respectivamente, entre los 1000 y 1500 m.s.n.m.

3) Zona de colinas bajas: Conformada por colinas alargadas, mesetas de relieve ondulado y planicies constituidas de rocas sedimentarias, entre los 600 y 1000 m.s.n.m.

4) Zona de terrazas y llanuras aluviales: Conformada por zonas planas junto al cauce de los ríos principales, constituidas por depósitos de terrazas y aluviones recientes, entre los 350 y 600 m.s.n.m.

GEOLOGÍA

Las rocas que afloran en el área son: Intrusivas y Volcánicas de edad Jurásica cubren una superficie de 105km^2. Rocas Sedimentarias de edad Cretácica, Terciaria y Cuaternaria cubren la mayor parte del área

Formación Misahuallí (JKM) (Jurásico Superior): Rocas volcánicas de esta Formación afloran a 15km al Este de Tena, en el curso bajo del río Misahuallí. Consisten de basaltos de color verde a pardo obscuro, tobas de color gris verdoso a rosado, felsófiro traquítico y dacita de color pardusco, con plagioclasa (An 20-30), vidrio volcánico, cuarzo y carbonatos secundarios. Éstas constituyen el núcleo del anticlinal Napo y descansan concordantemente sobre la Formación Chapiza, de la cual era considerado como su Miembro Superior.

Carece de fósiles, pero por su posición estratigráfica se la ubica en el Jurásico Superior.

El espesor se estima aquí mayor a 280m. Es correlacionable con las Series Coca y Jondachi al Norte del área y con las rocas volcánicas de la Formación Saldaña en Colombia, descritas por Corrigan (1967). Su origen es volcánico continental, subaéreo.

Estas rocas están falladas, diaclasadas, alteradas y meteorizadas.

Se las considera comagmáticas con las rocas del Intrusivo de Abitagua-Guacamayos (Hall y Calle, 1981).

Formación Hollín (KH) (Cretácico: Albiense-Aptiense): Las rocas de la Formación Hollín afloran a 15km al Este de Tena, sobre el lecho del río Misahuallí.

Está constituida por areniscas cuarzosas, color blanco amarillento, grano grueso a fino, textura sacaroide, ocasionalmente limpias y bien clasificadas, a veces masivas o con estratificación cruzada, mostrando huellas de oleaje (tipo dunario). Capas de lutitas grises, bien laminadas con fractura astillosa, micáceas, carbonosas y algo de azufre por descomposición de la pirita, se intercalan con las areniscas.

Un manto de carbón de 1m de espesor, asociado a lutitas carbonosas y nódulos de ámbar (resina fósil) aflora en la parte intermedia.

Las areniscas basales son conglomeráticas con clastos de la Formación Misahuallí, y la parte superior está impregnada de asfalto y contiene glauconita.

El contacto con la Formación Misahuallí es una discordancia erosiva. El espesor aquí es de aproximadamente 200m.

Carece de fósiles guía, pero abundan los restos de plantas. Análisis palinológicos han permitido datarla como Aptiense-Albiense (Cretácico Inferior).

Es correlacionables con rocas similares encontradas en el río Hollín y en otras áreas; en Colombia con rocas idénticas de la Formación Caballos de igual edad, ubicadas en la cuenca del Río Magdalena y descritas por Corrigan (1967).

Su origen es continental, depositadas en la línea de costa y en parte es marina de aguas someras.

Estas rocas están falladas, diaclasadas y superficialmente alteradas.

Formación Napo (KN) (Cretácico: Albiense-Coniaciense): Las rocas de la Formación Napo, afloran en los alrededores de Puerto Napo y en el lecho del Río Misahuallí.

Las calizas intermedias permitieron a Tschopp dividirla en tres miembros:

Napo Inferior: Sucesión de areniscas, lutitas, calizas intercaladas entre sí. Las areniscas son de color verde glauconíticas, cuarzosas y de grano medio a fino. Las lutitas son de color gris obscuro a negro, físiles y calcáreas, ricas en materia orgánica.

Las calizas son de color gris con textura bioclástica.

Napo medio: Caliza masiva de color gris claro, con fósiles en bancos de lumaquelas de 3m de espesor, intercaladas con delgadas capas de lutitas negras y lentes de chert negro, de hasta 15 cm de espesor.

Napo superior: Lutitas negras y verdosas, bituminosas, intercaladas con calizas de color gris obscuro fosilíferas.

Estas rocas están falladas, diaclasadas, dislocadas, alteradas y erosionadas.

Descansan concordantemente sobre la Formación Hollín. El espesor aproximado en el Río Misahuallí es mayor 480m.

Los fósiles determinados comprenden 36 géneros de moluscos con 56 especies de Albiense y Cenomaniense, tales como: Oxitropidoceras, Brancoceras, Inoceramus Concentricus, Inoceramus labiatus, Coelopoceras y varias Pecten y Exogira.

De acuerdo con estos fósiles los miembros de la Formación Napo tienen las siguientes edades:

Napo inferior: Albiense-Cenomaniense

Napo medio: Turoniense

Napo superior: Coniaciense

La litología, la abundancia de fósiles y materia orgánica indica un ambiente de sedimentación marina calcárea (epinerítica) en agua somera de mar transgresivo.

Es correlacionables con rocas idénticas del sector de Archidona, Jondachi y río Hollín al Norte; con rocas de la Cordillera de Cutucú y río Topo al Sur; con rocas similares de la cuenca media y alta del río Magdalena en Colombia, correspondientes a las Formaciones Villeta y Guadalupe, de igual edad.

Formación Tena (KPcT) (Cretácico: Maastrichtiense, Terciario-Paleoceno): Las rocas de esta Formación afloran en los alrededores de Tena y en el curso inferior del río Misahuallí, también fuera del área.

Está representada por areniscas calcáreas conglomeráticas de color gris verdoso de grano grueso, con estratificación cruzada en la base; arcillas abigarradas de colores pardo rojizo, rojo claro, púrpura y verdoso, algo calcáreas, en capas centimétricas y decimétricas. Capas arenosas y pocos conglomerados en la parte superior.

Las rocas de la Formación Tena descansan discordantemente sobre la Formación Napo, la cual se erosionó en su parte suprior, constituyendo una laguna erosional.

Los fósiles de esta Formación son: Globigerina, Gumbelina, Rzehakina, Spiroplectoides, Siphogenerinoides, Eponides y Bulimina (Tschopp, 1956) y han permitido datarlo como Maastrichtiense a Paleoceno (Cretácico Superior-Paleógeno Inferior).

Estas rocas son correlacionables con las de la Cordillera Cutucú y río Topo, de igual edad, y en Colombia con rocas de la Formación Guaduas de idénticas características y edad, que afloran en la cuenca alta y media del río Magdalena.

El origen es en parte marino regresivo y en parte continental, es decir el ambiente es de agua salobre y dulce.

Formación Tiyuyacu (EOT) (Terciario: Eoceno-Oligoceno): Las rocas de la Formación Tiyuyacu afloran al Este y Sur de Puerto Napo, en los alrededores de Puerto Misahuallí, en el río Uchucullín, donde son las localidades típicas del área.

Está constituida por conglomerados de clastos de cuarzo y chert de hasta 10cm de diámetro, en una matriz arenosa de color pardo rojizo y café amarillento, en bancos de hasta 6m de espesor en la base. Hacia arriba siguen bancos de areniscas conglomeráticas, areniscas gruesas medias y finas, intercaladas con limolitas y arcillolitas multicolores, pero principalmente café rojizas y verdosas.

Termina la secuencia con conglomerados de color claro intercalados con capas de arenisca de grano fino.

Están en parte falladas, basculadas, alteradas y erosionadas

Descansa discordantemente sobre la Formación Tena, con presencia de hiatos.

El espesor promedio aquí es de 250m. Ciertos foraminíferos lo datan como Eoceno-Oligoceno. Es correlacionable con rocas idénticas del río Coca y Aguarico, también del Oeste de Archidona; en Colombia con la Formación Gualanday (Miembro Inferior y Medio) de la cuenca media y alta del río Magdalena, descritas por Corrigan (1967).

El origen de los materiales es la Cordillera Real y fueron depositados en un ambiente fluvio-lacustre de agua dulce y salobre (molásico-continental)

Formación Chalcana (Oc) (Terciario: Oligoceno): Los afloramientos típicos se encuentran en la carretera de Puerto Napo a Carlos J. Arosemena T.

Están constituidas por areniscas abigarradas de grano medio a fino, en capas métricas, intercaladas con limolitas, arcillas limosas, y arcillolitas abigarradas de colores café rojizo, gris, verde amarillento, en parte yesosas y micáceas con capas bentoníticas.

Las capas están subhorizontales y horizontales, meteorizadas y erosionadas; descansan concordantemente y en transición gradual sobre la Formación Tiyuyacu, su espesor promedio es de 800m.

Fósiles de 8 especies de Ammobaculites, 2 especies de Haplophragmoides y otros foraminíferos comprobados por Tschopp (1956) indican una edad Oligoceno.

Es correlacionable con rocas encontradas en el pozo Tiputini, fuera del área, y en Colombia con la Formación Gualanday Superior, localizada en la cuenca media y alta del río Magdalena, descrita por Corrigan (1967).

El origen es continental, depositada en agua dulce y en parte salobre

Formación Arajuno (MA) (Terciario: Mioceno): Las rocas de esta Formación afloran en el río Arajuno, río Puniyacu y en los sectores de Carlos J. Arosemena T. y Santa Clara, donde son las localidades típicas del área.

Tschopp (1956) la dividió en 3 miembros:

Miembro inferior: Constituidos por areniscas conglomeráticas, de color gris verdoso, con mica y hornblenda, con nódulos calcáreos, de estratificación normal y oblicua. Lentes conglomeráticos con granos de cuarzo y matriz areno-limosa. Con intercalación de arcilla bentonítica.

Miembro medio: Constituidos por arcillas de color rojo púrpura y rosadas, micáceas y moldeables en la base, hacia el techo abigarradas, intercaladas con areniscas moteadas, de color gris y grano medio, buena selección, micáceas con brillo grafítico, nódulos limosos con yeso y material tobáceo.

Miembro superior: Contiene areniscas abigarradas de grano grueso a fino, micáceas y mal clasificadas; lentes arcillosos de color gris azulado y rojizo, con mica y brillo grafítico, manto de lignito de 20cm de espesor, con vetillas de pirita; conglomerados de cuarzo y matriz arenosa.

Las rocas están en posición subhorizontal e inclinadas, meteorizadas y erosionadas, yacen concordantemente sobre la Formación Chalcana en contacto transicional. El espesor es variable, tiene un promedio de 1000m. Por la posición estratigráfica ha sido datada como Mioceno. Es correlacionable con la Formación Curaray y la Formación Pastaza Superior; en Colombia con la Formación Honda de la cuenca media y alta del río Magdalena, descrita por Corrigan (1967). Su origen es continental, los ambientes de depositación son: Fluvio-deltaico para el Miembro Inferior; lagunar y árido para el Miembro Medio; lagunar de clima tropical húmedo, vegetación exuberante para el Medio Superior.

Formación Chambira (MCh) (Terciario: Mioceno-Plioceno): Las rocas de la Formación Chambira afloran a 1km al Sur del caserío "La Serena", margen derecha del río Jatunyacu, donde está la localidad típica del área.

Consiste en conglomerados gruesos de cuarzo y rocas metamórficas de 20cm de diámetro en matriz arenosa.

En el río Bobonaza, su localidad típica ha sido dividida en tres miembros:

Miembro inferior: Compuesto por areniscas de grano muy grueso a medio, de color gris, estratificación entrecruzada, conglomerática, con mantos de lignito, con guijarros argilíticos, arcillas gris-azuladas abigarradas, ricas en materia orgánica; intercalaciones de lutitas verde azuladas con restos vegetales, micáceas y arenosas.

Miembro medio: Contiene areniscas cuarcíticas de color gris, tobáceas, mal seleccionadas, con minerales ferrosos; conglomerados y microconglomerados de cuarzo y pedernal; arcillas bentoníticas con impresiones de hojas, arcillolitas limosas abigarradas, cuarzosas, micáceas, grafíticas con magnetita.

Miembro superior: Compuesto por areniscas de color gris, mal seleccionadas con lentes de arcillas abigarradas y lignito. Conglomerados de guijarros de rocas ígneas de 2 a 20cm de diámetro en unos casos y por guijarros de cuarzo y pedernal mal seleccionados, con lentes arenosos en otros casos, con restos vegetales y troncos de árboles silicificados y lignitosos.

Descansa concordantemente sobre la Formación Arajuno. Su espesor es de aproximadamente 1100m. Por su posición estratigráfica, su edad va desde el Mioceno al Plioceno.

Es correlacionable en Colombia con la Formación Gigante, de la cuenca media y alta del río Magdalena, descrita por Corrigan (1967).

El origen está en la Cordillera Real y el ambiente de deposición es fluvial de curso alto y medio, es decir de pie de monte y molásico.

Formación Mera (PM) (Terciario: Plioceno; Cuaternario: Pleistoceno): Las rocas de esta Formación afloran en los alrededores de Santa Clara, donde están las localidades típicas del área.

Consiste en conglomerados polimícticos con 90% de clastos volcánicos, 1% de metamórficas, 1% de intrusivas y 8% de matriz arenosa tobácea, de color gris obscuro, poco compactas. Los clastos son redondeados y subangulares de hasta 1m de diámetro.

Se intercalan con bancos de areniscas tobáceas de color gris obscuro de hasta 5m de espesor y en posición subhorizontal.

Tschopp (1945), las describe como depósitos en abanico, formando 5 niveles de terrazas escalonadas y que bajan suavemente desde la cordillera hasta 60 km al Este.

Su espesor es variable, aquí tiene un espesor promedio de 800m. Carece de fósiles, pero por su posición estratigráfica se ubica en el Terciario Superior y el Cuaternario Inferior (Plioceno-Pleistoceno).

Es correlacionables con rocas idénticas del sector de Mera y con la Formación Rotuno al Sur; en Colombia con la Formación Mesa, de la cuenca media y alta del río Magdalena, descrita por Corrigan (1967).

Su origen está en la Cordillera Real, en donde los materiales fueron arrastrados por fuertes corrientes, para depositarse en un ambiente fluvio-lacustre continental, en forma de conos de deyección y terrazas aluviales

Depósitos de Terrazas (Cuaternario: Holoceno): Los depósitos de terrazas están medianamente distribuidos en las zonas aledañas a los ríos principales.

Están constituidos por bloques, gravas, arenas, limos y arcillas, polimícticos, depositados en forma de capas lenticulares, cubriendo parcialmente a Formaciones más antiguas en forma escalonada. Su espesor es variable, alcanza 50m y su edad es Holocénica.

Depósitos Laharíticos (lh) (Cuaternario: Holoceno): Los depósitos laharíticos afloran en los alrededores de Tena. Consisten en una masa caótica de rocas volcánicas en su mayor parte, metamórficas, intrusivas y sedimentarias en menor cantidad, cuyos bloques angulares y subangulares alcanzan 2.5m de diámetro, mezclados en una matriz de ceniza y arena volcánica de color gris pardusco, algo compacta.

Su origen seguramente es la emisión explosiva de materiales incandescentes del volcán Sumaco, que provocaron la condensación de las nubes circundantes, provocando precipitaciones pluviales copiosas, que se convirtieron en crecidas torrenciales que arrasaron consigo todo tipo de materiales constituyendo un “flujo de lodo caliente”, según sugiere el grado de compactación. Se depositó en el paleorelieve de los flancos y llanuras aledañas, cubriendo parcialmente terrazas y Formaciones más antiguas.

La edad es Holocénica de acuerdo con su posición estratigráfica. Su espesor es variable y alcanza los 20m.

Flujos de Lodo frío (Cuaternario: Holoceno): Estos “flujos de lodo frío” afloran al Sur de Tena, en el caserío Santa Rosa, y Oeste de Pano.

Es un depósito de rocas principalmente intrusivas de hasta 12m de diámetro, en forma caótica con una matriz arenosa.

Su origen está en la Cordillera de Abitagua-Guacamayos, donde grandes derrumbes taponaron el curso de los ríos, luego fueron arrastrados por crecidas torrenciales espasmódicas para depositarse en los paleorelieves de inundación recubriendo parcialmente terrazas y Formaciones antiguas.

Su origen y constitución es diferente al lahar. La edad puede estimarse Holocénica, posterior a los depósitos laharíticos del Sumaco.

Ceniza volcánica (Cuaternario: Holoceno): La ceniza volcánica alterada aflora en los alrededores de Santa Clara, Pano, Carlos J. Arosemena T. y otros. Consiste en una capa de aproximadamente 2m de espesor de arcilla limosa de color café amarillento, terrosa y masiva, con pocos fragmentos de obsidiana, recubre en forma casi continua a las Formaciones más viejas, enmascarando su morfología. Su origen serían las explosiones de los volcanes Sumaco, Pan de Azúcar, Reventador, Antisana y otros; los cuales emitieron grandes volúmenes de ceniza volcánica y piroclastos que se depositaron en el paleorelieve, en forma gradual de acuerdo con el tamaño y a la distancia a la fuente. Su edad puede considerarse Holocénica, por su posición estratigráfica sobreyace a los “flujos de lodo frío”.

Depósitos aluviales (Cuaternario: Holoceno): Estos depósitos se encuentran en los cauces y orillas de los ríos grandes como el Napo, Jatunyacu, Anzu, Piatúa, Arajuno y otros. Están constituidos por materiales poligenéticos de todo tamaño (hasta 12m), mal clasificados, acarreados por crecidas torrenciales, y depositados en llanuras de inundación y cauces de los ríos. Su espesor es variable y alcanzan unas pocas decenas de metros; su edad es Holocénica.

ROCAS INTRUSIVAS

Intrusivo Abitagua-Guacamayos (Jurásico): Las rocas del intrusivo Abitagua-Guacamayos afloran en curso medio y alto del río Jatunyacu, forma un trapecio de $104km^2$ al Noroeste del área, éste se extiende fuera del área.

Consiste en un granito leucocrático, textura granítica con cuarzo, plagioclasa (An10-20), microclina, ortoclasa, hornblenda, biotita, clorita, carbonatos y opacos.

Está cortado por diques aplíticos y basálticos de hasta 15m de espesor.

Los contactos del granito con las rocas encajantes son fallas de cabalgamiento con el bloque granítico ascendiendo hacia el Este; no se han detectado aureolas de metamorfismo termal de contacto.

La fase magmática y la intrusión inicial es sinorogénica y posterior al plegamiento de la Cordillera Cardinal Norandínica. Su levantamiento tectónico debe ser considerado del período post-andínico, puesto que rompe las rocas de la Formación Chambira (Mioceno) al Oeste. Su edad determinada en 175 ± 5 Ma (Rb/Sr-Wr) y 178 ± 7 Ma (K/Ar-Biotita), sugieren pertenecer al Jurásico Medio (Hall y Calle, 1981). Su proximidad con el gneis de Azafrán de similar edad, sugiere una relación genética. Los volcánicos Misahuallí y otros batolitos Jurásicos de naturaleza química similar, sugieren que son comagmáticos (Hall y Calle,1981).

ESTRUCTURA

El área se divide de Oeste a Este en cinco unidades geotectónicas:

1) Flanco Este de la Cordillera Real

2) La zona de empuje de la Cordillera Real

3) La Cordillera Napo-Galeras

4) La zona de empuje de la Cordillera Napo-Galeras (Oriental)

5) El flanco de la Cuenca Oriental Terciaria

Las fallas antiguas de sentido Norte-Sur son más importantes y controlaron el desplazamiento de los horst y graben que conformaron la Cordillera Napo-Galeras, incluyendo a los frentes de empuje de las Cordilleras Real y Oriental.

De Norte a Sur se distingue el "Levantamiento Napo" y la "Depresión del Pastaza" , divididos por la falla del río Napo; en ambas zonas predominan lineamientos de dirección Norte-Sur paralelos a la Cordillera Real.

Las fallas de dirección Noreste-Suroeste son notorias en el área y separan también las unidades geotectónicas, son las que permiten el cabalgamiento de Oeste a Este de estas unidades.

Otras fallas de dirección Este-Oeste son igualmente evidentes y jugaron un papel importante en la orogenia post-miocénica.

Los plegamientos más importantes son: el anticlinal Napo, el anticlinal Vuano y anticlinal Oglán; éstos son alargados con ejes Noreste-Suroeste y están distribuidos al Oeste el primero, y al Este de las Hoja los otros dos.

HISTORIA GEOLÓGICA

Se divide en los siguientes períodos:

El Pre-cretácico: Las rocas de la Formación Chapiza fueron plegadas en la orogenia del Jurásico Superior, luego afectadas por erosión y falladas por fuerzas tangenciales extensionales y verticales en una nueva actividad tectónica, permitiendo la salida de gran cantidad de magma de composición media y básica, cubriendo grandes extensiones, dando lugar a la Formación Misahuallí.

El Cretácico: Pequeños levantamientos en la orogenia Kimérica y Peruana erosionaron estas lavas, sobre las cuales se depositaron las areniscas cuarzosas de la Formación Hollín, provenientes del escudo Guayanés.

En el Aptiense, la transgresión marina del Cretácico Superior deposita los lentes de arcillas de la parte superior de la Formación Hollín.

Durante el período Albiense a Coniaciense se depositan las arenas, calizas y arcillas intercaladas entre sí, con abundante fauna y materia orgánica de la Formación Napo.

En el Maastrichtiense se erosiona el Miembro Superior de la Formación Napo y se depositan las arenas calcáreas y arcillas con poca fauna de la Formación Tena.

El Terciario: Durante el Paleoceno se levanta la Cordillera Real, y se hunde la cuenca a causa de la Orogenia Laramídica, continúa la deposición de la Formación Tena.

En el Eoceno se erosiona masivamente la Cordillera y se depositan los conglomerados de la Formación Tiyuyacu. Una fuerte actividad volcánica da origen al depósito de arcillas bentoníticas y tobas del Miembro Superior.

Durante la época del Oligoceno al Plioceno el régimen tectónico y geosinclinal, tipo molásico, persiste; las Cordilleras Andina y Napo-Galeras ascienden por reactivación de fallas y se depositan las rocas de las Formaciones Chalcana, Arajuno, Chambira y Mera (en parte).

El Cuaternario: En el período Pleistoceno al Holoceno la actividad volcánica y tectónica continúa, se erosionan las Cordilleras Real y Napo-Galeras, termina el depósito de la Formación Mera y se depositan los materiales de las terrazas, lahares, flujos de lodo frío, aluviales y ceniza volcánica.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Importantes indicios de minerales metálicos y no metálicos fueron encontrados en el área, tales como:

Oro: Está presente en placeres aluviales junto a los ríos Jatunyacu, Napo, Ila, Piatúa y Pano, es explotado por nativos y colonos en pequeña escala.

Cobre y sulfuros metálicos: Presente como Calcopirita, Bornita, Malaquita, y Pirita en cantos rodados en el río Jatunyacu.

Elementos radioactivos: Anomalías geoquímicas y centilométricas de Uranio han sido detectadas en las rocas fosfóricas de la Formación Napo Superior, por la Escuela Politécnica Nacional.

Asfalto: Buenos indicios están presentes en las Formaciones Hollín y Napo, donde CEPE está explorando.

Areniscas cuarzosas: Importantes afloramientos se encuentran en el río Misahuallí y pertenecen a las areniscas de la Formación Hollín y son explotadas en pequeña escala.

Arenisca verde-glauconítica: Buenos indicios están presentes en bancos de 8m de espesor, en el contacto Hollín-Napo.

Carbón y Lignito: Un manto de carbón de 1m de espesor aflora en la Formación Hollín, en el río Misahuallí. Buenos indicios de lignito se encontraron en la Formación Arajuno Superior, junto a Santa Clara.

Fosforitas: Interesantes indicios han sido detectados por investigaciones realizadas por el Instituto Francés del Petróleo, la Dirección Nacional de Geología y Minas, y la Escuela Politécnica Nacional en la Formación Napo.

Calizas: Grandes afloramientos se encuentran en la Formación Napo, en Puerto Napo y en el río Misahuallí.

Yeso: Varios indicios se reportan en los informes geológicos anteriores, en las Formaciones Chalcana y Arajuno.

Arcillas: Buenos afloramientos fueron encontrados en las Formaciones Tena, Tiyuyacu, Chalcana, Arajuno y Mera.

Materiales de construcción: Grandes volúmenes de arenas, gravas y bloques se encuentran en las Formaciones Tiyuyacu, Arajuno, Chambira, Mera, depósitos de terrazas aluviales.

REFERENCIAS

CAMPBELL C. J. (1970) Guide to the Puerto Napo Area, Cordillera Napo-Galeras, Quito-Ecuador.

CEPE (1978) Informe de Reconocimiento Geológico de la Cordillera Napo-Galeras, Quito-Ecuador.

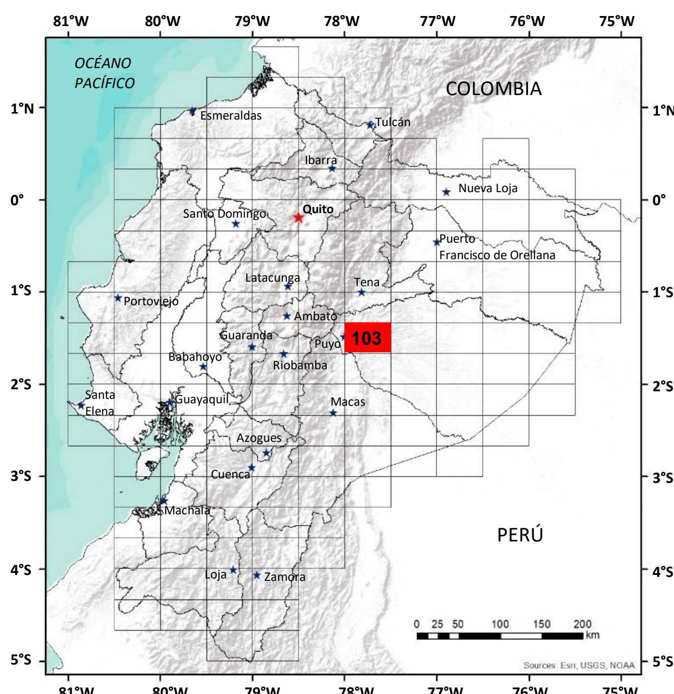
COLONY R. J. & SINCLAIR J.H. (1932) Metamorphic and Igneous rocks of Eastern Ecuador, Ann. New York. Acad. Sci. Vol. 34, p. 1-53,

CORRIGAN H. T. (1967) The Geology of the Upper Magdalena Basin; Col. Soc. Petro., Geol. And geoph. Bogotá, Colombia, p. 221-251.

HOFFSTETTER R. & BRISTOW C. R, (1977) Léxico Estratigráfico Internacional. América Latina, Fascículo 5a. Ecuador, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, p. 410.

LEWIS G. E., TSCHOPP H. J. & MARS J. G. (1956) "Ecuador Handbook of South American Geology", Mem. Geol. Soc. Amer. 65, p.220-291

TSCHOPP H. J. (1945) "Bosquejos de la Geología del Oriente Ecuatoriano" Bol. I.S.A.P. Vol 1. N° 5, p.466-484



HOJA GEOLÓGICA-103
PUYO (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Puyo está ubicada al Este de los Andes en la parte occidental del Oriente del Ecuador. La altura en la región varía entre 900 m.s.n.m. alrededor de Puyo en el Oeste, y 500m en el Este. El relieve de la región es moderado, con planicies de inclinación baja, separadas por valles y escarpas contrastadas por la litología. Toda el área está cubierta por selva y está disectada por una red densa de drenaje que representa una parte alta de la cuenca del Río Amazonas. El acceso a la región es difícil. Existe un camino desde el Puyo hacia el Noroeste (hacia Tena) y otro al Suroeste entre Puyo y Canelos. Para el resto el acceso es por sendero o por río. Puyo es la única población grande; otras poblaciones son muy pequeñas.

GEOMORFOLOGÍA

Los ríos en la región son antecedentes a los pliegues suaves que han afectado a las rocas terciarias y por eso cortan la topografía sin afectar a sus cursos. La superficie está en general en un estado joven de disección con erosión hacia arriba en la cabecera muy activa. Un área de volcanismo pleistocénico en el Este de la Hoja ha formado una serie de domos pequeños sobre la gran planicie de deposición de la Formación Mera, que está colocada sobre los valles, cortada en las rocas terciarias.

GEOLOGÍA

Sedimentos continentales de edad miocénica hasta cuaternaria cubren toda el área. Extrusivas pleistocénicas se encuentran en el Noroeste de la Hoja.

Formación Arajuno (MA) (Mioceno): La Formación Arajuno, que tiene un espesor total aproximadamente de 1000m , está dividida en tres Miembros:

Inferior: Dos afloramientos de esta unidad ocurren en el eje del anticlinal Canelo-Oglán en el centro de la Hoja. El miembro está caracterizado por areniscas con unos conglomerados y lentes de guijarro y arcilla bentonítica; hay mucha hornblenda en el contenido de minerales pesados. El contacto con la Formación Chalcana subyacente ((Tschopp, 1953), Hoja de Baños (88)), no está expuesto en la Hoja, pero fue visible con el pozo Villano ubicado unos pocos kilómetros al Este de la Hoja en la latitud de Puyo, y está concordante (Tschopp, 1953).

Medio: El miembro medio de la Formación Arajuno está caracterizado por arcillas rojas que ocurren hacia el Norte del Oriente (Tschopp,1953). Se presenta como anillos alrededor de los afloramientos del Miembro Inferior.

Superior: El miembro superior, que aflora principalmente en la parte superior de la Hoja, es conocida por areniscas lignitas, lignitas arcillosas y carbón, con restos de moluscos en arcillas rojas.

Formación Chambira (MCh) (Mio-Plioceno): En la parte oriental de la Hoja, la Formación Arajuno está cubierta por la Formación Chambira, nombrada en base al pueblo, 13km Este de Canelos y previamente llamada Formación Ushpa (Tschopp, 1953). Su espesor es aproximadamente de 1000m y el color rojizo es corriente en toda la Formación. La parte inferior de la Formación consiste de areniscas gruesas con conglomerados y horizontes de guijarros de arcilla e intercalaciones de arcilla azul-verde con restos de plantas. La parte superior consiste de areniscas tobáceas con conglomerados y arcillas bentoníticas con impresiones de Hojas. En el tope hay conglomerados gruesos, gravas y troncos ligníticos y silicificados. Al Norte del Río Bobonaza, las areniscas de la Formación Chambira se vuelven más finas y el contenido de conglomerados disminuye y hay más arcilla. Está estimada como Mioceno a Plioceno en edad (Tschopp, 1953).

Formación Mera (PM) (Plio-Pleistoceno): Abanicos de gravas se han unido para producir esta Formación que consiste de conglomerados variables en tamaño, de clastos en parte meteorizados, areniscas y tobas. Las areniscas muestran estratificación cruzada. El grado de cementación es variable y en parte no existe. Esta Formación previamente llamada Formación Mesa (Tschopp, 1953) y ahora renombrada Mera (Hoja de Baños (88)), está cortada en terrazas especialmente a lo largo de los ríos grandes, pero en esta Hoja la Formación Mera mayormente muestra una superficie de deposición.

Porfíricos y Extrusivas de Chobacachi (I) (Pleistoceno): En el Noroeste de la Hoja, se encuentran centros volcánicos pequeños que son en parte intruidos a las Formaciones hasta e incluyendo a la Formación Mera, pero mayormente son extruidos encima de la Formación, formando localmente unos cerros redondos de altura moderada sobre la planicie de la Formación Mera. La linealidad del grupo principal de estos cerros sugiere que están controlados por una falla. También existe un cuerpo en el Suroeste de la Hoja. Estas rocas ígneas (extrusivas con partes intrusivas) son andesitas y andesitas basálticas con plagioclasa, clinopiroxeno y vidrio volcánico, de edad pleistocénica.

Depósito Aluvial (Holoceno): Depósitos aluviales son raros en la planicie del Oriente en esta Hoja. Se encuentra una pequeña zona en el límite occidental.

ESTRUCTURA

La estructura principal es el anticlinal suave en la Formación Arajuno que afecta por lo menos en parte a la Formación Mera. Esta gran estructura Canelos-Oglán, tiene una bifurcación en el Sur y el ramal al Este se llama estructura Umupi. El aniticlinal bisecta al centro de la Hoja y una falla normal, bajándose hacia el Este, pasa NNW en el flanco extremo Oeste. Existen fracturas con un rumbo similar en el extremo Sureste de la Hoja. Las estructuras en la Hoja son un típico en ejemplo de lo que ocurre en la región inmediatamente al frente de los Andes, donde se encuentran en echelon pliegues suaves con fallas asociadas. Son el resultado de la compresión entre el corazón paleozoico de las montañas en el Oeste y los sedimentos terciarios en la llanura del Oriente.

HISTORIA GEOLÓGICA

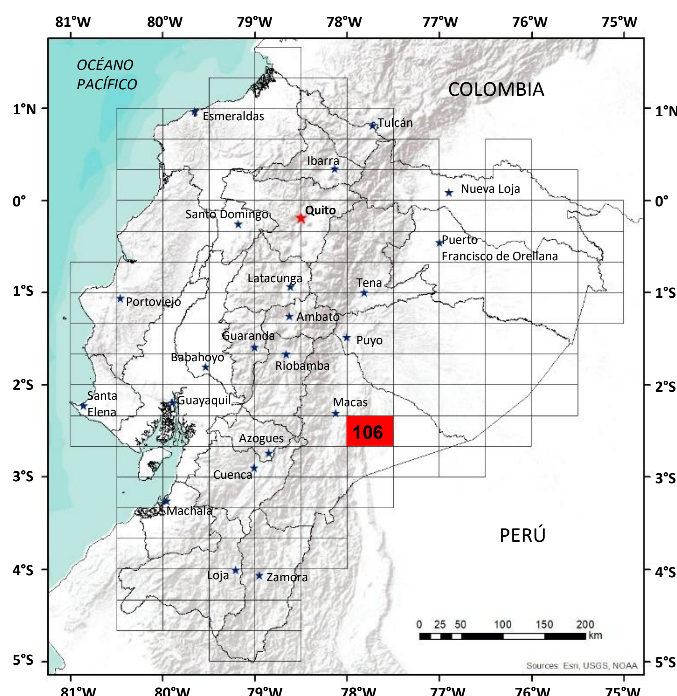
Al fin del Cretáceo el Oriente del Ecuador sufrió un cambio de condiciones, desde una cuenca con deposición marina hacia un área con deposición principalmente de agua no salada. Con el tiempo, la deposición fue más continental y las Formaciones terciarias muestran cambios rápidos en facies tanto vertical como lateralmente, como producto de erosión durante el levantamiento de los Andes. Durante la deposición de la Formación Arajuno en el Mioceno parece que el área tenía un clima similar al moderno, pero las lignitas y restos de tortugas y moluscos indican que el área era una planicie más grande que ahora, con tectonismo mínimo en los Andes. Los sedimentos más gruesos de la Formación Chambira indican una época de levantamiento en el Mioceno Superior-Plioceno, con erosión en los Andes y deposición en el área del Oriente. Otra época positiva de los Andes en el Plio-Pleistoceno causó erosión en la Sierra y la deposición de los abanicos al pie de la cordillera en forma de la Formación Mera. En el área de Puyo está representada por una planicie de deposición; pero fue afectada ligeramente con los últimos movimientos a lo largo de los pliegues y fallas, indicando la continuación de movimientos tectónicos, talvez hasta el presente. Los ríos han mantenido sus cursos antecedentemente durante los últimos movimientos. Después de la deposición de la Formación Mera, hubo volcanismo local a lo largo de las grietas y en centros locales y la deposición de lava encima y en parte adentro de la Formación Mera.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Lentes de arcilla en la Formación Arajuno son ocupados para la producción de cerámica indígena y pigmentos vienen de la misma sucesión. Los cerros volcánicos están localmente explotados por el lastre al igual que horizontes de conglomerados.

REFERENCIAS

TSCHOPP H. J. (1953) Oil Explorations in the Oriente of Ecuador 1938-1950. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Vol. 37.



HOJA GEOLÓGICA-106
TAISHA (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Taisha se localiza en el sur del Ecuador, en la provincia de Morona Santiago, abarcando los cantones Taisha, Morona y Logroño. El acceso se realiza a través de la Troncal Amazónica y la vía secundaria Ebenezer–Macuma–Taisha, o alternativamente, por la ruta Macas–Morona hasta la parroquia Puerto Morona, desde donde se continúa por vía fluvial a través del río Morona hasta la parroquia Tuutinentza.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Paleozoico**, las formaciones Pumbuiza y Macuma (no afloran en esta hoja geológica) evidencian un ambiente de margen continental pasivo, en condiciones de plataforma somera tropical. La **Formación Pumbuiza (D_P)** consiste en una secuencia de pizarras negras y cuarcitas del **Devónico** [1], [2], mientras que la **Formación Macuma ($C2_M$)** se caracteriza por calizas estratificadas del tipo wackestone y packstone, con fósiles como braquiópodos, briozoos y crinoideos [3].

En el **Mesozoico**, durante el **Triásico**, se produce a nivel regional el rompimiento de Pangea [4], generando un régimen extensional tipo back-arc que dio paso a la formación de un margen pasivo, este escenario favoreció el adelgazamiento cortical [5]. En el **Jurásico Inferior**, en una cuenca marina post-rift, se deposita la **Formación Santiago ($J1_S$)**, integrada por sedimentos calcáreos ricos en materia orgánica en la base, que gradualmente evolucionan a turbiditas y flujos de escombros hacia el techo [1], con edad **Sinemuriana** (aproximadamente 200 a 182 Ma), basada en fósiles de amonites y bivalvos [6].

Durante el **Jurásico-Cretácico Inferior**, se establece el arco volcánico calco-alcalino correspondiente a la **Formación Misahuallí ($J2K1_M$)** (no aflora en la hoja geológica) [1], [7], compuesto por lavas basálticas a dacíticas, piroclastos y areniscas volcanoclásticas, esta formación se interdigita con la **Formación Chapiza ($J2K1_{Ch}$)**, formada por sedimentos clásticos continentales no metamorfizados como lutitas y areniscas grises y rosadas, con delgadas capas de anhidrita, dolomita y yeso [1], [7]. Los flujos de escombros desarrollados en sistemas de abanicos aluviales controlados por sistemas de ríos trenzados, en un contexto de semi-grabens relacionados a un ambiente extensional [8].

En el **Cretácico Inferior**, la **Formación Hollín ($K1_H$)**, que aflora a lo largo del río Hollín, al este de Tena y en la Cordillera de Cutucú, está constituida por areniscas cuarzosas depositadas en ambientes fluviales a costeros, con edad **Aptiano-Albiano** (118.6 ± 1.2 Ma) [8]. Es sobreyacida por la **Formación Napo (K_N)**, del **Albiano al Campaniano**, que consiste en calizas fosilíferas grises a negras intercaladas con areniscas calcáreas y lutitas negras bituminosas [9], y es considerada roca madre de hidrocarburos [7], depositada en un ambiente dominado por variaciones eustáticas, incluyendo sistemas fluviales, estuarios y plataformas marinas someras [8].

Posteriormente, en el **Cretácico Superior**, se deposita la **Formación Tena ($K2Pc_T$)**, especialmente en el área de la ciudad del Tena, al norte del levantamiento Napo [10]. Esta formación consiste en una secuencia de capas rojas formadas en abanicos aluviales, desarrollados durante periodos de exhumación de la Cordillera Real, con edades comprendidas entre el **Maastrichtiano** y el **Paleoceno** [11].

Durante el Paleógeno, resultado de la exhumación andina, se deposita la **Formación Tiyuyacu (PcE_T)** [12], integrada por secuencias de conglomerados de cuarzos con edades U-Pb en circones detríticos de 64 ± 2.1 Ma [13]. Entre el **Oligoceno** y el **Mioceno Medio**, en un ambiente continental dominado por ríos de baja sinuosidad y sistemas anastomosados con carga sedimentaria fina, se deposita la **Formación Chalcana (OM_{Ch})** [5], compuesta por lutitas rojas y areniscas finas.

Desde el **Mioceno Medio hasta el Superior**, se desarrolla la **Formación Arajuno (M_A)** en un contexto fluvial de ríos trenzados. Esta formación se interdigita progresivamente con la **Formación Chambira (MPL_{Ch})**, la que fue posteriormente erosionada y cubierta en discordancia por los depósitos de la **Formación Mera ($PLPl_M$)**, compuesta por conglomerados y capas piroclásticas asociadas al levantamiento final de los Andes. Estos depósitos generan conos de esparcimiento, terrazas y planicies fluviales.

Durante el **Cuaternario**, se reconocen, **Depósitos Fluvio-Lacustres (Q_{Fl})**, **Terrazas Aluviales (Q_T)**, Abanicos **Aluviales (Q_{Aa})** y **Depósitos Aluviales (Q_A)** ubicados en las márgenes de los ríos Cushuimi, Cangaime y Kusutka, compuestos por cantos rodados, gravas, arenas, limos y arcillas.

Estructuralmente, la Cordillera de Cutucú está dominada por un pliegue anticlinal levantado y corrido, cuyo eje presenta orientación NNE–SSO, considerada una estructura en flor, resultado de la acción transpresiva de la falla Taisha, que ha moldeado significativamente el relieve y la geometría de las formaciones geológicas.

REFERENCIAS

[1] K. T. GOLDSCHMID (1941) "Geological compilation on the Cutucú-Macuma-Cangaime Region," SHELL Geol. Rep. (Archivo Técnico Petroproducción, ECUA 131).

[2] J. SUÁREZ & M. ORDÓÑEZ (2007) "Nuevas evidencias bioestratigráficas del pre-Cretacico de la cuenca Oriente del Ecuador," Munich, Germany, pp. 282–291.

[3] J. DOZY & H. BAGGELAAR (1940) Geological reconnaissance of the middle Pastaza and Macuma area. Shell geological. Report # 9. Quito (Ecuador).

[4] R. SPIKINGS ET AL. (2015) "The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma)," Gondwana Res., vol. 27, no. 1, pp. 95–139, doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004.

[5] R. COCHRANE ET AL. (2014) "Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea," Lithos, vol. 190–191, pp. 383–402, Mar, doi: 10.1016/j.lithos. 2013.12.020.

[6] R. LASLUISA & K. MORENO (2018) "La Formación Macuma en la cordillera de Cutucú al sureste del Ecuador: Paleontología y Estratigrafía.," Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

[7] J. TSCHOPP (1948) "Geologische Skizze von Ecuador," Bull. Ass. Suisse Geol. Iug. Pet., vol. 48, pp. 14–21.

[8] C. VALLEJO ET AL. (2021) "Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America," Glob. Planet. Change, vol. 204, p. 103555, Sep, doi: 10.1016/j.gloplacha.2021.103555.

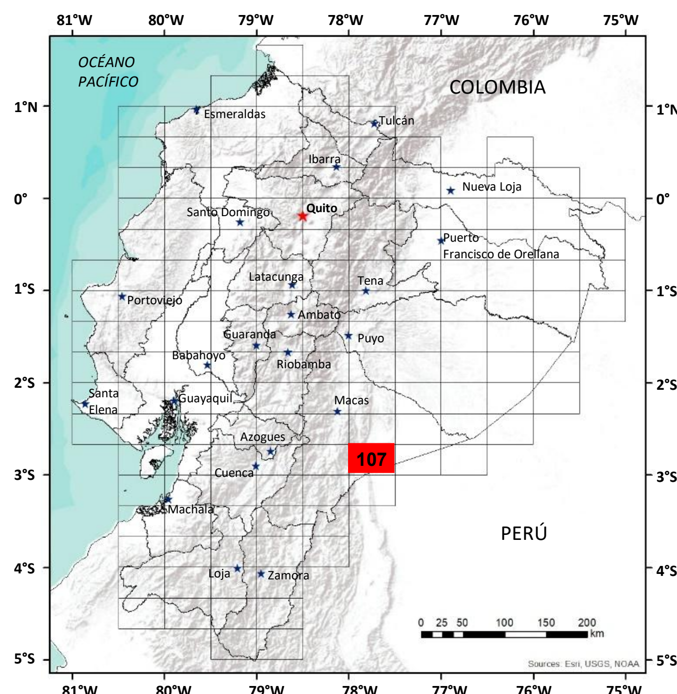
[9] T. WASSON & J. H. SINCLAIR (1927) "Geological Explorations East of the Andes in Ecuador," Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., vol. 11, no. 12, pp. 1253–1281, doi: 10.1306/3D9327D1-16B1-11D7-8645000102C1865D.

[10] J. KAPPELER (1930) "Ternary sequence in Oriente Basin. In Ecuador. Southamerica," Abstr. extendend Am. Assoc. Pet. Geol.

[11] E. JAILLARD (1997) "Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriente del Ecuador".

[12] V. OPPENHEIM (1943) "Geología de la Sierra de Cutucú Frontera de Perú y Ecuador," Soc. Geológica del Perú Boliv. XIV-XV, pp. 104–121.

[13] E. G. GUTIÉRREZ, B. K. HORTON, C. VALLEJO, & L. J. JACKSON (2019) "Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous-Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador.," Andean Tectonics, pp. 237–268, doi: https://doi. org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00011-3.



HOJA GEOLÓGICA-107
YAUPI (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Yaupi se localiza en la estribación oriental de la región Subandina del Ecuador, entre los cantones Logroño, Morona, Taisha y Tiwintza, en la provincia de Morona Santiago, la cual limita al este con la República del Perú. El área abarca aproximadamente 1750 km². El principal acceso corresponde a la Troncal Amazónica, la cual conecta los principales centros poblados en el tramo Macas–Zamora, y continúa a lo largo de la margen izquierda del río Santiago, atravesando localidades como Jempekat, Soldado Monge, Sakaim, San José de Morona y La Unión.

HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el **Paleozoico**, la depositación de las formaciones Pumbuiza y Macuma (no afloran en la zona de estudio) refleja un ambiente de margen continental pasivo bajo condiciones de plataforma somera tropical. La **Formación Pumbuiza (D_P)** [1] está compuesta por una sucesión de pizarras negras y cuarcitas del **Devónico** [2]; mientras que, la **Formación Macuma ($C2_M$)** [3] se caracteriza por calizas estratificadas del tipo wackestone y packstone, con presencia de fósiles como braquiópodos, briozoos y crinoideos.

Durante el **Mesozoico**, en el **Triásico**, se inicia a nivel regional la fragmentación de Pangea [4], generando un régimen extensional en un contexto de back-arc, que condujo a la formación de un margen pasivo, este escenario favoreció el adelgazamiento cortical [5]. En el **Jurásico Inferior**, en una cuenca marina post-rift, se deposita la **Formación Santiago ($J1_S$)** [1], constituida en su base por sedimentos calcáreos ricos en materia orgánica, que gradualmente evolucionaron hacia turbiditas y flujos de escombros, con una edad estimada del **Sinemuriano** (~200 a 182 Ma), basada en fósiles de amonites y bivalvos [6].

Durante el **Jurásico al Cretácico Inferior**, se establece el arco volcánico calco-alcalino representado por la **Formación Misahuallí ($J2K1_M$)** (no aflora en la hoja geológica) [1], [7], compuesta por lavas basálticas a dacíticas, piroclastos y areniscas volcanoclásticas coetáneo con la depositación de la **Formación Chapiza ($J2K1_{Ch}$)**, la cual incluye sedimentos clásticos continentales no metamorfizados, como lutitas con areniscas grises y rosadas, intercaladas con capas delgadas de anhidrita, dolomita y yeso [1], [7]. También se presentan flujos de escombros desarrollados en sistemas de abanicos aluviales controlados por sistemas de ríos trenzados, en un contexto tectónico de semi-grabens asociados al régimen extensional de aquel entonces [8].

Al final del **Cretácico Inferior**, las formaciones **Jurásicas** fueron cubiertas en discordancia por **la Formación Hollín ($K1_H$)** [8], aflorante a lo largo del río Hollín y en la Cordillera de Cutucú, compuesta por areniscas cuarzosas depositadas en ambientes fluviales a costeros, con una edad del **Aptiano-Albiano** (118.6 ± 1.2 Ma) [9], siendo sobreyacida por la **Formación Napo (K_N)**, del **Albiano al Campaniano** [8], integrada por calizas fosilíferas grises a negras, intercaladas con areniscas calcáreas y lutitas negras bituminosas, lo que ha llevado a considerarla como roca madre de hidrocarburos [7]. Su depositación ocurrió en un contexto de variaciones del nivel del mar, incluyendo ríos, estuarios y plataformas marinas someras [9].

En el **Cretácico Superior**, se deposita la **Formación Tena ($K2Pc_T$)** [8], principalmente en el área de Tena [10], al norte del levantamiento Napo. Esta formación está conformada por una secuencia de red-beds depositados en abanicos aluviales generados por eventos de exhumación de la Cordillera Real, con edades del **Maastrichtiano al Paleoceno** [11].

Durante el **Cenozoico**, en el **Paleógeno Inferior**, como resultado del levantamiento de la Cordillera Real, se depositó la **Formación Tiyuyacu (PcE_T)**, [12], compuesta por conglomerados de cuarzo. Dataciones U-Pb en circones detríticos indican una edad de máxima deposición 64 ± 2.1 Ma [13]. Entre el **Oligoceno** y el **Mioceno Medio**, en un ambiente continental dominado por ríos meandriformes de baja sinuosidad o sistemas anastomosados con carga sedimentaria fina, se depositó la **Formación Chalcana (OM_{Ch})**, constituida por lutitas rojas y areniscas finas [5].

Durante el **Mioceno Medio a Superior** se desarrolla la **Formación Arajuno (M_A)**, en un ambiente fluvial trenzado, la cual se interdigita progresivamente con la **Formación Chambira (MPL_{Ch})**. Esta última fue erosionada y cubierta discordantemente por los depósitos de la **Formación Mera ($PLPl_M$)**, compuesta por conglomerados y capas piroclásticas vinculadas al levantamiento final de los Andes, generando conos de esparcimiento, terrazas y planicies aluviales.

En el **Cuaternario**, se registran depósitos de **Llanura Aluvial (Q_{La}), Abanicos Aluviales (Q_{Aa}), Depósitos Fluvio Lacustres (Q_{Fl}), Terrazas Aluviales (Q_T), Depósitos Coluviales (Q_C)** y **Depósitos Aluviales (Q_A)** compuestos por cantos rodados, gravas, arenas y limos, acumulados en las márgenes de los ríos Cangaime, Kaspaimi, Mangosiza, Chinkianas, Yupi y Chapiza.

La geología estructural del área de estudio está caracterizada por la presencia de lineamientos y sistemas de fallas bien definidos. Se identifican fallas transcurrentes con rumbo general E–O, así como fallas inversas orientadas NNE–SSO con buzamiento hacia el este, las cuales han exhumado gran parte del basamento del **Jurásico-Cretácico**. Estas estructuras reflejan un régimen tectónico compresivo activo influenciado por la evolución estructural de la región Subandina.

REFERENCIAS

[1] K. T. GOLDSCHMID (1941) "Geological compilation on the Cutucu-Macuma-Cangaime Region," SHELL Geol. Rep. (Archivo Técnico Petroproducción, ECUA 131).

[2] J. SUÁREZ & M. ORDÓÑEZ (2007) "Nuevas evidencias bioestratigráficas del pre-Cretacico de la cuenca Oriente del Ecuador," Munich, Germany, pp. 282–291.

[3] J. DOZY & H. BAGGELAAR (1940) Geological reconnaissance of the middle Pastaza and Macuma area. Shell geological. Report # 9. Quito (Ecuador).

[4] R. SPIKINGS ET AL. (2015) "The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma)," Gondwana Res., vol. 27, no. 1, pp. 95–139, doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004.

[5] R. COCHRANE ET AL. (2014) "Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea," Lithos, vol. 190–191, pp. 383–402, Mar, doi: 10.1016/j.lithos.2013.12.020.

[6] R. LASLUISA & K. MORENO (2018) "La Formación Macuma en la cordillera de Cutucú al sureste del Ecuador: Paleontología y Estratigrafía.," Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

[7] J. TSCHOPP (1948) "Geologische Skizze von Ecuador," Bull. Ass. Suisse Geol. Iug. Pet., vol. 48, pp. 14–21.

[8] T. WASSON & J. H. SINCLAIR (1927) "Geological Explorations East of the Andes in Ecuador," Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., vol. 11, no. 12, pp. 1253–1281, doi: 10.1306/3D9327D1-16B1-11D7-8645000102C1865D.

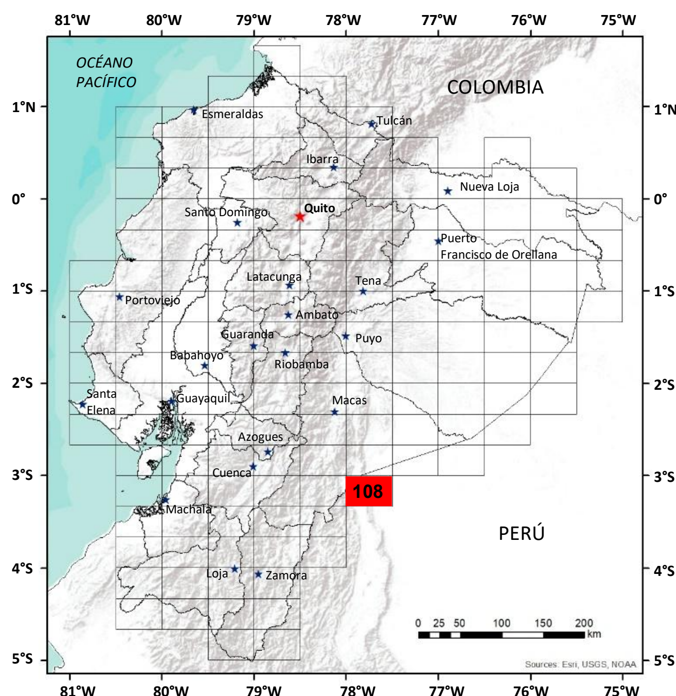
[9] C. VALLEJO ET AL. (2021) "Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America," Glob. Planet. Change, vol. 204, p. 103555, Sep, doi: 10.1016/j.gloplacha.2021.103555.

[10] J. KAPPELER (1930) "Ternary sequence in Oriente Basin. In Ecuador. Southamerica," Abstr. extendend Am. Assoc. Pet. Geol.

[11] E. JAILLARD (1997) "Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriente del Ecuador".

[12] V. OPPENHEIM (1943) "Geología de la Sierra de Cutucú Frontera de Perú y Ecuador," Soc. Geológica del Perú Boliv. XIV-XV, pp. 104–121.

[13] E. G. GUTIÉRREZ, B. K. HORTON, C. VALLEJO, & L. J. JACKSON (2019) "Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous-Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador.," Andean Tectonics, pp. 237–268, doi: https://doi.org/10.1016/B978-0- 12-816009-1.00011-3.



HOJA GEOLÓGICA-108
TENIENTE HUGO ORTIZ (2025)

GENERALIDADES

La hoja geológica Teniente Hugo Ortiz se encuentra en la región suroriental del Ecuador, en la frontera con Perú, específicamente en la parroquia Santiago del cantón Tiwintza, provincia de Morona Santiago. Cubre una superficie aproximada de 513 km². El acceso terrestre desde Quito se realiza mediante la carretera E-35 en la ruta Quito-Riobamba, continuando por la vía E-52 hasta Macas y posteriormente por la Troncal Amazónica E-45 hasta llegar a Santiago de Tiwintza.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el **Paleozoico**, la depositación de las formaciones Pumbuiza y Macuma (no afloran en la hoja geológica) reflejan condiciones de margen continental pasivo, en ambientes de plataforma somera tropical. La **Formación Pumbuiza (D_P)** está constituida por pizarras negras y cuarcitas del **Devónico** [1], [2]; mientras que, la **Formación Macuma ($C2_M$)** presenta calizas estratificadas tipo wackestone y packstone, con presencia de fósiles como braquiópodos, briozoos y crinoideos [3].

Durante el **Mesozoico**, en el **Triásico** se produce a escala regional el desmembramiento de la Pangea [4] y la evolución de un régimen extensional tipo back-arc, que culmina en la formación de un margen pasivo [5]. En el **Jurásico Inferior**, se deposita la **Formación Santiago ($J1_S$)** en un ambiente de una cuenca marina post-rift, con sedimentos calcáreos ricos en materia orgánica en la base, que gradualmente se transforman en turbiditas y flujos de escombros [1]. La edad determinada por fósiles de amonites y bivalvos, así como también, dataciones U-Pb en circones detríticos, la sitúan en el **Sinemuriano** (~200 a 182 Ma) [6].

Desde el **Jurásico Medio** hasta el **Cretácico Inferior**, se establece el arco volcánico calco-alcalino representado por la **Formación Misahuallí ($J2K1_M$)** (fuera del área de estudio) compuesta por lavas andesíticas a dacíticas y piroclastos [1], [8]; coetáneamente se deposita **la Formación Chapiza ($J2K1_{Ch}$)** conformada por lutitas, areniscas grises y rosadas, niveles delgados de anhidrita, dolomita y yeso. Se presentan flujos de escombros desarrollados en sistemas de abanicos aluviales controlados por sistemas de ríos trenzados, en un contexto de semigrabens vinculado a un ambiente extensional [7]. Estas dos formaciones se interdigitan.

Durante el **Cretácico Inferior**, las formaciones jurásicas fueron cubiertas en discordancia por la **Formación Hollín ($K1_H$)**, definida a lo largo del río Hollín, en la Cordillera de Cutucú, la cual incluye areniscas cuarzosas depositadas en ambientes fluviales a costeros, con una edad reportada del **Aptiano–Albiano** (118.6 ± 1.2 Ma) [9]. Sobreyacida por la **Formación Napo (K_N)**, depositada entre el **Albiano** y el **Campaniano** [7], compuesta por calizas fosilíferas grises a negras, areniscas calcáreas y lutitas negras bituminosas. Esta formación ha sido interpretada como roca madre de hidrocarburos [8], depositada en ambientes estuarinos y de plataforma marina somera, influenciados por variaciones del nivel del mar [9].

Posteriormente, en el **Cretácico Superior**, se establece la **Formación Tena ($K2Pc_T$)**, reconocida en la ciudad del mismo nombre [10], al norte del levantamiento Napo. Esta formación corresponde a una secuencia de capas rojas, depositados en abanicos aluviales formados como respuesta a eventos de exhumación de la Cordillera Real, con edades comprendidas entre el **Maastrichtiano** y el **Paleoceno** [11].

Durante el **Paleógeno**, producto de la continua exhumación de la Cordillera Real, se depositó la **Formación Tiyuyacu (PCE_T)**, compuesta por conglomerados de cuarzo [12], con edades de máxima depositación determinadas por análisis U-Pb en circones detríticos de 64 ± 2.1 Ma [13].

En el **Mioceno** [14], en un ambiente continental fluvial de ríos trenzados y carga sedimentaria gruesa, se desarrolló la **Formación Arajuno (M_A)**. Esta formación está conformada por secuencias de areniscas arcillosas rojas y microconglomerados con estratificación cruzada indicativas de transporte [15].

Durante el **Cuaternario**, se registran depósitos **de Llanura Aluvial (Q_{La}), Terraza Aluvial (Q_T), Depósitos Coluviales (Q_C) y Depósitos Aluviales (Q_A)**. Los depósitos coluviales se sitúan principalmente en la margen izquierda del río Santiago que consisten en un conjunto heterogéneo polimíctico de rodados, clastos centimétricos y bloques métricos subangulosos de areniscas y lutitas, contenidos en una matriz limosa. Los depósitos aluviales se localizan en las márgenes de los ríos Santiago, Mayalico y Pitiu que están compuestos por cantos, gravas y arenas.

La geología estructural está dominada por el sector sur de la Cordillera de Cutucú, desarrollada a partir de una inversión tectónica ocurrida a finales del **Cretácico**. En el borde oriental existe un sistema de fallas, con dirección N–S y buzamiento hacia el este. El frente de cabalgamiento andino conforma una franja corrida no deformada que afecta secuencias del **Paleógeno**, generando estructuras plegadas del tipo sinclinales y anticlinales.

REFERENCIAS

[1] K. T. GOLDSCHMID (1941) "Geological compilation on the Cutucu- Macuma-Cangaime Region," SHELL Geol. Rep. (Archivo Técnico Petroproducción, ECUA 131).

[2] J. SUÁREZ & M. ORDÓÑEZ (2007) "Nuevas evidencias bioestratigráficas del pre-Cretacico de la cuenca Oriente del Ecuador," Munich, Germany, pp. 282–291.

[3] J. DOZY & H. BAGGELAAR (1940) Geological reconnaissance of the middle Pastaza and Macuma area. Shell geological. Report # 9. Quito (Ecuador).

[4] R. SPIKINGS ET AL. (2015) "The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290- 75 Ma)," Gondwana Res., vol. 27, no. 1, pp. 95–139, doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004.

[5] R. COCHRANE ET AL. (2014) "Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea," Lithos, vol. 190–191, pp. 383–402, Mar, doi: 10.1016/j.lithos.2013.12.020.

[6] R. LASLUISA & K. MORENO (2018) "La Formación Macuma en la cordillera de Cutucú al sureste del Ecuador: Paleontología y Estratigrafía.," Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

[7] T. WASSON & J. H. SINCLAIR (1927) "Geological Explorations East of the Andes in Ecuador," Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., vol. 11, no. 12, pp. 1253–1281, doi: 10.1306/3D9327D1-16B1- 11D7-8645000102C1865D.

[8] J. TSCHOPP (1948) "Geologische Skizze von Ecuador," Bull. Ass. Suisse Geol. Iug. Pet., vol. 48, pp. 14–21.

[9] C. VALLEJO ET AL. (2021) "Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America," Glob. Planet. Change, vol. 204, p. 103555, Sep, doi: 10.1016/j.gloplacha. 2021.103555.

[10] J. KAPPELER (1930) "Ternary sequence in Oriente Basin. In Ecuador. Southamerica," Abstr. extended Am. Assoc. Pet. Geol.

[11] E. JAILLARD (1997) "Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriente del Ecuador".

[12] V. OPPENHEIM (1943) "Geología de la Sierra de Cutucú Frontera de Perú y Ecuador," Soc. Geológica del Perú Boliv. XIV-XV, pp. 104–121.

[13] E. G. GUTIÉRREZ, B. K. HORTON, C. VALLEJO, & L. J. JACKSON (2019) "Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous-Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador.," Andean Tectonics, pp. 237–268, doi: https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00011-3.

[14] J. TSCHOPP (1953) "Oil Explorations in the Oriente of Ecuador," Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., vol. 37, pp. 2303–2347.

[15] HESS (1939) "Oil Exploration Ecuador Memories in Eastern".

